



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Evolución tectónica de las estructuras andinas al sur del Río Neuquén
(~37°35' L.S), extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio,
Provincia del Neuquén.

LEBINSON FERNANDO OSCAR

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2019

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Geología Estructural, dependiente del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 1 de julio de 2014 y el 8 de noviembre de 2018, bajo la dirección de los Dres. Luis Vicente Dimieri (Profesor Asociado del Dpto. de Geología de la UNS e Investigador Principal del CONICET) y Martín Miguel Turienzo (Profesor Adjunto de la Universidad de Comahue- Asistente del Dpto. de Geología de la UNS - Investigador Adjunto del CONICET).

Fernando Oscar Lebinson

8 de noviembre de 2018

Departamento de Geología

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el /.... /..... , mereciendo
la calificación de (.....)

ACTA DE LA DEFENSA ORAL DE TESIS DOCTORAL

-----En la ciudad de Bahía Blanca, a los 21 días del mes de marzo de 2019, siendo las 14.00 hs., en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, se reúne el jurado designado por la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua, para dictaminar sobre la defensa oral del trabajo de Tesis Doctoral realizado por el Licenciado en Ciencias Geológicas Fernando Lebinson, bajo la dirección de los Dres. Luis V. Dimieri y Martín Turienzo sobre el tema "Evolución tectónica de las estructuras andinas al sur del río Neuquén (~37°35' L.S), extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, provincia de Neuquén."-----

-----El jurado integrado por los Dres. Ernesto Cristallini, Juan Franzese y Daniel Gregori considera que se trata de un excelente trabajo original y que representa una contribución importante al conocimiento de la deformación de este sector de la Cordillera de los Andes. El trabajo está muy bien escrito e ilustrado y la defensa tuvo claridad y precisión técnica.-----

-----Por estas razones, los miembros del jurado coinciden en calificar a este trabajo de Tesis Doctoral como 10 (SOBRESALIENTE) recomendando a la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua se expida el título académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur, al Lic. Fernando Lebinson (DNI: 33.619.139); se recomienda la publicación de los resultados de esta tesis. -----

-----Siendo las 15.15 hs. se da por finalizada la labor del jurado.-----



Dr. Ernesto Cristallini



Dr. Juan Franzese



Dr. Daniel Gregori

INDICE

RESUMEN	7
ABSTRACT	8
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	9
1.2. OBJETIVOS	11
1.3. METODOLOGÍA	12
2. INTRODUCCIÓN A LAS FAJAS CORRIDAS Y PLEGADAS.....	14
2.1. DEFINICIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS.....	14
2.2. PLIEGUES RELACIONADOS A FALLAS	14
2.3. FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL AGRIO	17
3. MARCO GEOLÓGICO	20
3.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO - TECTÓNICO REGIONAL.....	20
3.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS AFLORANTES	24
3.2.1. Grupo Cuyo	24
3.2.2. Grupo Lotena	25
3.2.3. Grupo Mendoza.....	28
3.2.4. Grupo Bajada del Agrio	34
3.2.5. Grupo Neuquén	37
3.2.6. Grupo Malargüe	38
3.2.7. Grupo Naunauco	39
3.2.8. Depósitos miocenos	42
4. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS.....	46
4.1. ZONA NORTE: CERRO CAICAYÉN - CERRO CURACÓ.....	47
4.1.1. Anticlinal Rahueco.....	47

4.1.2. Sinclinal Rahueco.....	50
4.1.3. Anticlinal Cerro Pitrén	53
4.1.4. Estructuras al norte del cerro Pitrén	54
4.1.5. Sinclinal Truquico	55
4.1.6. Anticlinal Truquico	57
4.1.7. Estructuras de la Loma Tilhué	58
4.1.8. Anticlinales Las Yeseras y Curacó	60
4.2. ZONA SUR: TRES CHORROS - CERRO VILLEGAS.....	62
4.2.1. Anticlinales El Cholar y Manzano	62
4.2.2. Anticlinal Tres Chorros.....	63
4.2.3. Estructuras al oeste del cerro Pitrén	65
4.2.4. Anticlinal Taquimilán Centro	68
4.2.5. Sinclinal Naunauco	69
4.2.6. Anticlinal Taquimilán	69
4.2.7. Anticlinal Pampa de Naunauco	74
4.2.8. Anticlinal Maitenes	75
4.2.9. Anticlinal Río Neuquén.....	77
4.2.10. Anticlinal San Eduardo	79
4.2.11. Sinclinal San Eduardo	79
4.2.12. Anticlinal Veta Neuquén.....	82
4.3. ESTILO DE PLEGAMIENTO	84
4.4. FRACTURACIÓN REGIONAL	90
4.5. LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES	95
4.5.1. Lineamientos Rahueco, Truquico y Taquimilán	95
4.5.2. Lineamiento Cortaderas	97

5. MODELADO GEOLÓGICO	104
5.1. MÉTODO EXPERIMENTAL.....	104
5.2. RESULTADOS DEL MODELADO	107
6. SECCIONES ESTRUCTURALES BALANCEADAS	110
6.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	110
6.2. SECCIONES BALANCEADAS DE LA FCP DEL AGRIO.....	112
6.2.1. Sección Norte (37°23'S)	113
6.2.2. <i>Sección Central (37°27'S)</i>	119
6.2.3. <i>Sección Sur (37°31'S)</i>	123
6.3. COMPARACIONES ENTRE LAS SECCIONES	131
6.4. ACORTAMIENTOS EN LA FCP DEL NORTE NEUQUINO	133
7. MAGMATISMO EN LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL AGRIO.....	139
7.1. DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS IGNEAS Y SUS RELACIONES CON LAS ESTRUCTURAS	139
7.1.1. <i>Zona 1: Cerro Caicayén</i>	140
7.1.2. <i>Zona 2: Sinclinal Rahueco</i>	151
7.1.3. <i>Zona 3: Diques Pitrén</i>	154
7.1.4. <i>Zona 4: Región del cerro Naunauco</i>	163
7.2. GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS	173
7.2.1. <i>Caracterización geoquímica</i>	173
7.2.2. <i>Correlaciones geoquímicas</i>	179
8. EDAD DE LA DEFORMACIÓN.....	190
8.1. ANTECEDENTES GEOCRONOLÓGICOS	190
8.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA FCP DEL AGRIO	193

9. CONCLUSIONES	196
10. BIBLIOGRAFÍA	198
ANEXO.....	207
ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:50000	207

RESUMEN

La región septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, en el norte de la Provincia del Neuquén, se destaca por la presencia de estructuras de rumbo predominantemente NNO-SSE, con variable longitud de onda, formadas por la interacción entre estructuras de piel gruesa y piel fina. La integración de datos estructurales de campo e información de líneas sísmicas y pozos permitieron analizar la geometría de las estructuras, calcular los acortamientos tectónicos y finalmente discutir los principales mecanismos que formaron a la faja corrida y plegada del Agrio.

A partir de un detallado trabajo de campo se construyó un mapa geológico diferenciándose pliegues de primer orden que involucran al basamento y pliegues de hasta cuarto orden que solamente afectan la cubierta sedimentaria. Se realizaron tres secciones balanceadas O-E en donde se obtuvieron acortamientos de 18% para este sector de la faja corrida y plegada del Agrio. El modelo tectónico propuesto en esta tesis comprende sistemas de corrimientos que involucran rocas de basamento y de la cubierta sedimentaria. Las estructuras de piel gruesa se forman por pliegues por flexión de falla que se insertan principalmente a lo largo de las evaporitas del Jurásico Tardío. De esta manera, se transmite acortamiento hacia el antepaís y se generan pliegues en la cubierta sedimentaria de diferentes órdenes. La Formación Auquilco constituye el nivel de despegue principal de las estructuras de piel fina, y como niveles secundarios se encuentran las formaciones Vaca Muerta, Agrio y el Grupo Bajada del Agrio.

Las rocas ígneas de la región se caracterizan por disponerse como cuerpos lacolíticos, diques, filones capa, lavas y brechas volcánicas. Como mecanismos de emplazamiento del magma, se han asociado a retrocorrimientos en estructuras de basamento, sistemas de fracturas e intruyéndose en núcleos de anticlinales y sinclinales. Por lo tanto, el emplazamiento de las rocas ígneas a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio estaría controlado por las estructuras tectónicas. Geoquímicamente, todas las rocas analizadas denotan un carácter de arco ligado a zonas de subducción diferenciándose varios pulsos del magmatismo.

El análisis de la evolución cinemática de las estructuras en conjunto con datos geocronológicos de rocas ígneas y secuencias sedimentarias sintectónicas de la región permitió identificar dos eventos de deformación. Un evento de posible edad cretácica tardía-eocena fue registrado en las estructuras de basamento occidentales y sus estructuras de piel fina asociadas. Esta deformación estaría acotada por el emplazamiento de los cuerpos ígneos de la Formación Colipilli a lo largo de estructuras compresivas. Posteriormente, durante el Mioceno medio-tardío se desarrollaron las estructuras del frente del orógeno en conjunto con la reactivación de estructuras previamente formadas evidenciado por depósitos sinorogénicos neógenos.

Palabras clave: *Estructuras de piel gruesa y piel fina, Secciones balanceadas, Sistemas de corrimientos, Magmatismo, Cuenca Neuquina*

ABSTRACT

The northern region of the Agrio fold and thrust belt, in the north of the Neuquén Province, is notable for the presence of predominantly NNW-SSE structures, with variable wavelengths, formed by the interaction between thick and thin-skinned structures. The integration of structural field and seismic and well data in this thesis allowed to analyze the geometry of the structures, calculate the tectonic shortening and finally discuss the main mechanisms that formed the Agrio fold and thrust belt.

A geological map was constructed from a detailed field work where the folds are classified into first order structures that involve the basement and in folds of up to fourth order that affect the sedimentary cover. Three W-E balanced sections were constructed and shortenings of 18% were obtained for this sector of the Agrio fold and thrust belt. The tectonic model proposed in this thesis comprises thrust systems involving basement and cover rocks. Thick-skinned structures comprise fault bend-folds that are inserted into the Late Jurassic evaporites, and transmit the deformation to the foreland. The Auquilco Formation constitutes the main detachment level of the thin-skinned structures, and as secondary levels are the Vaca Muerta and Agrio formations and the Bajada del Agrio Group.

The igneous rocks in the study area form laccolitic bodies, dykes, sills, lava and volcanic breccias. They have been associated with backthrusts in basement structures, fracture systems and intruded in the anticline and syncline core. Thus, the emplacement of the igneous rocks along the Agrio fold and thrust belt would be controlled by the tectonic structures. Geochemically, all the analyzed rocks denote an arc signature linked to subduction zones differentiating several pulses of magmatism.

The analysis of the kinematic evolution of the structures in conjunction with geochronological data of igneous rocks and syntectonic sedimentary sequences of the region allowed the identification of two different deformation events. An event of possible late-Eocene Cretaceous age was recorded in the western basement structures and their associated thin-skinned structures. This deformation would be limited by the location of the igneous bodies of the Formation Colipilli along compressive structures. Later, during the Mid-Late Miocene, the structures of the front of the orogen were developed together with the reactivation of previously formed structures evidenced by neogene sinorogenic deposits.

Keywords: *Thick and thin-skinned structures, Balanced cross-sections, Thrust systems, Magmatism, Neuquén Basin*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de trabajo de esta tesis doctoral se encuentra entre las localidades de Chos Malal y Taquimilán, en el norte de la Provincia del Neuquén, centro-oeste de la Argentina (Figs. 1.1. a y b). La región relevada comprende un área de 1742 km² (67 km x 26 km) donde se destacan montañas de gran altura como los cerros Caicayén (2223 m.s.n.m), Pitrén (1545 m.s.n.m), Naunauco (2045 m.s.n.m), Los Maitenes (1721 m.s.n.m) y Curacó (1700 m.s.n.m). Geológicamente, dicha zona es conocida como la faja corrida y plegada del Agrio (Ramos 1978), la cual es de gran interés ya que se encuentra a lo largo de la Cuenca Neuquina (Fig. 1.1 c), una de las mayores cuencas generadora de hidrocarburos de Argentina.

A la zona de estudio se puede acceder por la ruta nacional 40, la cual tiene una dirección norte-sur, y además por las rutas provinciales 6, 7, 9, 29 y 30, las cuales permiten acceder a las áreas del oeste como del este del Río Neuquén (Fig. 1.1 c). También existen numerosos caminos de tierra y antiguas líneas sísmicas que facilitan acercarse a puestos y afloramientos. El Río Neuquén es el principal curso de agua permanente con una orientación noroeste - sureste en la región y que a partir de la localidad de Chos Malal hacia el norte se dispone este-oeste. Este río es utilizado por esta población y pueblos cercanos como recurso hídrico. Además, numerosos arroyos (Rahueco, Truquico, Taquimilán, Tilhué, entre otros) descienden de las montañas, los cuales facilitan la exposición y el acceso a excelentes cortes naturales (Fig. 1.1 c).

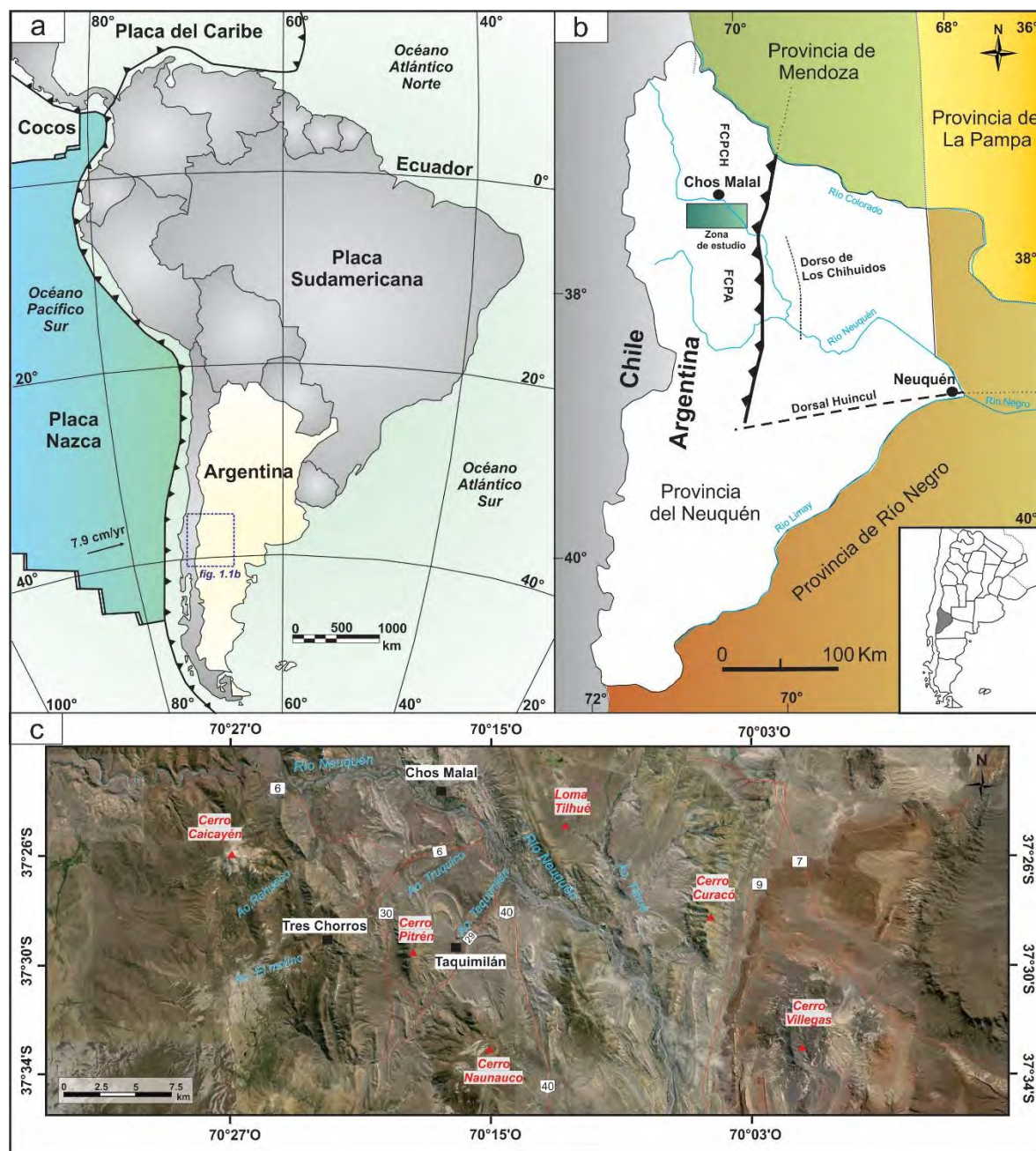


Figura 1.1. a) Mapa tectónico regional de localización del área de este trabajo. b) Ubicación de la zona de estudio en la Provincia del Neuquén; FCPCH: faja corrida y plegada de Chos Malal; FCPA: faja corrida y plegada del Agrio. c) Imagen satelital de la zona de estudio.

1.2. OBJETIVOS

El objetivo general de esta investigación es analizar la evolución tectónica de un segmento de los Andes neuquinos en relación a los procesos geodinámicos ocurridos desde el Mesozoico hasta la actualidad. Específicamente se propuso realizar un mapeo detallado del área y construir secciones estructurales balanceadas regionales con el objeto de caracterizar el estilo estructural del sector norte de la faja corrida y plegada del Agrio, aproximadamente entre los 37°23' y 37°35' de latitud sur y los 69°50' y 70°35' de longitud oeste (Fig. 1.1).

La reconstrucción geométrica de las estructuras permitió calcular los acortamientos tectónicos y servirán de sustento para analizar la evolución cinemática. Para ello fue necesario analizar especialmente la relación existente entre la formación de las estructuras mayores que involucran al basamento y la deformación observada en las rocas de la cubierta sedimentaria, contemplando la interacción entre mecanismos tales como la inversión de fallas normales pre-jurásicas y la generación de corrimientos en el basamento. La caracterización de la geometría de las estructuras con el mayor grado de exactitud posible es de gran importancia tanto desde el punto de vista académico como para el sector de la industria petrolera.

El estudio de las características estructurales del extremo norte de la faja corrida y plegada del Agrio permitió compararlas con aquellas observadas al norte en la faja corrida y plegada de Chos Malal. De este modo se evaluará la influencia o no del lineamiento Cortaderas, localizado aproximadamente a la latitud del Río Neuquén, en el desarrollo estructural de ambas regiones durante la orogenia andina. Asimismo, para sustentar los modelos cinemáticos y comprender la evolución de las estructuras se realizaron modelados geológicos experimentales.

La presencia en la zona de estudio de numerosos cuerpos ígneos como lacolitos, diques, filones capas, lavas y brechas volcánicas, permitió estudiar las relaciones entre el magmatismo y la deformación del orógeno. Estas rocas fueron caracterizadas petrográficamente y geoquímicamente a fin de compararlas con los estudios previos del área. Por otra parte, se registraron las relaciones entre los cuerpos ígneos con las estructuras, y de esta forma, se analizan los mecanismos de emplazamiento de los mismos respecto a la deformación.

Finalmente, a partir del mapeo, análisis e interpretación de las estructuras, cuerpos ígneos y secuencias sinorogénicas se buscará obtener un modelo estructural que permita caracterizar el estilo de la deformación del segmento norte de la FCP del Agrio.

1.3. METODOLOGÍA

Las primeras tareas realizadas en esta tesis se basaron en el análisis bibliográfico tanto de los aspectos de la geología regional de la zona a estudiar como específicamente de los diferentes modelos e interpretaciones de trabajos previos acerca de la evolución estructural de las fajas corridas y plegadas del Agrio y Chos Malal. Durante esta etapa se recurrió a distintas cartas geológicas del área, relatorios y trabajos en congresos, publicaciones tanto a nivel nacional como internacional, libros, entre otros.

Durante cuatro campañas al área de estudio se realizó un relevamiento de superficie de 1742 km² (67 km x 26 km) para obtener toda la información geológica posible (Fig. 1.2), con especial énfasis en la obtención de datos estructurales (buzamiento de capas, fallas y pliegues, estructuras menores, fracturas, estrías, etc.). Esto permitió, junto con el análisis de la información preexistente y la ayuda de imágenes satelitales, elaborar un mapa geológico de escala 1:50.000 con el programa ArcGis 10.2 (Anexo 1).

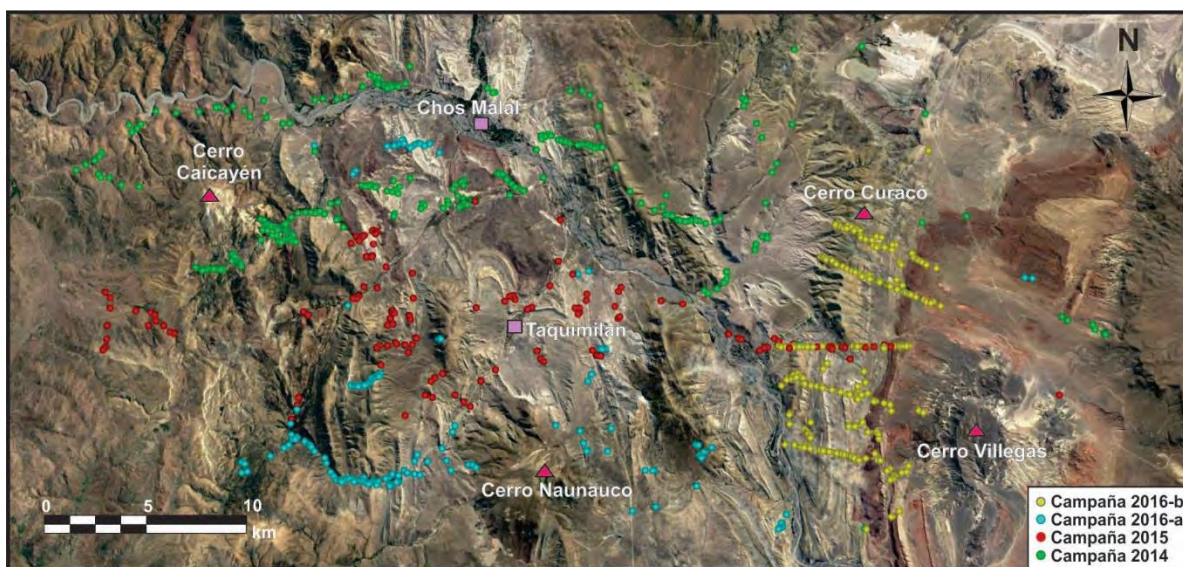


Figura 1.2. Ubicación de los puntos donde se tomaron datos a lo largo de la zona de estudio.

Toda esta información, acerca de la geología de superficie conjuntamente con los datos de subsuelo disponibles (líneas sísmicas y datos de perforaciones), sirvió de sustento para la confección de tres cortes estructurales. Esto permitió describir y caracterizar las estructuras observadas e interpretar su disposición en profundidad. A su vez, se realizó el balance de las respectivas secciones, empleando la técnica de conservación de longitud de líneas, a fin de asegurar la viabilidad geométrica de las interpretaciones y calcular los acortamientos tectónicos en cada uno de los cortes elaborados. Para la reconstrucción de las estructuras en los perfiles estructurales se siguieron los lineamientos de los modelos clásicos para pliegues relacionados a fallas (Suppe 1983, Suppe y Medwedef 1990, Erslev 1991, entre otros) y se utilizaron programas como *Fault-Fold Forward* (Allmendinger 2012). Por otra parte, para comprender la cinemática de los pliegues con vergencia occidental al este de la localidad de Taquimilán se realizaron modelados geológicos experimentales en el Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe) en la Universidad Nacional de Buenos Aires. Estos modelos sirvieron para replicar estructuras observadas a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio y de esta forma, comprender la evolución de las mismas.

Los datos estructurales como los planos de estratificación, fallas, fracturas y lineaciones fueron analizados a partir de los programas *Georient* y *OpenStereo*. De esta forma, se realizaron gráficos con trazas ciclográficas, densidades de polos y diagramas de rosas que permitieron obtener las orientaciones predominantes.

Con respecto a las rocas ígneas, se recolectaron muestras de los distintos afloramientos distribuidos a lo largo de la zona de estudio. Se estudiaron cortes petrográficos de cada muestra con el fin de diferenciar minerales, texturas, alteraciones, entre otras características. A su vez, de muestras puntuales se realizaron análisis geoquímicos en el laboratorio Acme (Canadá) para poder caracterizar sus composiciones y compararlas con el magmatismo a lo largo de la FCP del Agrio.

2. INTRODUCCIÓN A LAS FAJAS CORRIDAS Y PLEGADAS

2.1. DEFINICIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS

Se denominan fajas corridas y plegadas a las zonas en la corteza que han sufrido un acortamiento tectónico horizontal regional y que presentan fallas, pliegues y estructuras mesoscópicas asociadas (Van der Pluijm y Marshak 2004). Las características geométricas de las estructuras en una faja corrida y plegada dependen principalmente del contraste de competencia entre las capas en la secuencia, que se refiere a la alta o baja resistencia de las rocas que están siendo deformadas (Van der Pluijm y Marshak 2004). En general, las fajas corridas y plegadas pueden clasificarse como de piel gruesa o piel fina. En las primeras, el basamento se encuentra involucrado en la deformación afectando a su vez a la cubierta sedimentaria, mientras que, en las segundas, predominan las estructuras que afectan a la cubierta sedimentaria.

2.2. PLIEGUES RELACIONADOS A FALLAS

Los corrimientos pueden generarse de forma escalonada, en donde se observan llanos, que se disponen paralelamente a la estratificación, y rampas que cortan a los estratos. Este tipo de geometrías pueden formar a los pliegues relacionados a fallas por el desplazamiento de las rocas sobre los planos de fallas. Generalmente, los llanos aprovechan a desarrollarse en rocas incompetentes como lutitas y evaporitas, mientras que las rampas tienden a formarse en rocas competentes como areniscas, calizas y dolomías.

Las mayorías de las estructuras presentes en una faja corrida y plegada, en general, pueden explicarse por los siguientes tres tipos de pliegues relacionados a falla: pliegue por flexión de falla, pliegue por propagación y pliegue por despegue (Suppe 1985, Poblet 2004, Mitra 1992 (Fig. 2.1).

1. El plegamiento por flexión de falla ocurre cuando una falla tiene una geometría llano-rampa-llano en donde se comporta como llano en rocas incompetentes y actúa como rampa ante la presencia de rocas resistentes. Al empujar el conjunto de rocas, estas se flexionan y pliegan por la presencia de la rampa previa y forman un pliegue por flexión (Fig. 2.1 a).
2. En algunos casos, el pliegue se desarrolla justo en el frente de la falla a medida que la rampa se propaga hacia arriba, y estos se denominan pliegues por propagación de falla (Fig. 2.1 b). En las últimas décadas, se ha examinado un modelo que explica la deformación en la zona frontal del pliegue a partir de la formación de una zona triangular de deformación en el *tip* de avance de la falla conocida como *trishear zone* (Fig. 2.2). En esta zona la deformación genera charnelas curvas y estiramiento de las capas y buzamientos variables (Erslev 1991).
3. Existen pliegues que se desarrollan sin existencia de una rampa, y estos se denominan pliegues por despegue (Fig. 2.1 c). Esto sucede cuando el estrato por encima del despegue cambia de espesor debido a que son rocas incompetentes, por ejemplo, en casos de lutitas, evaporitas, entre otras.

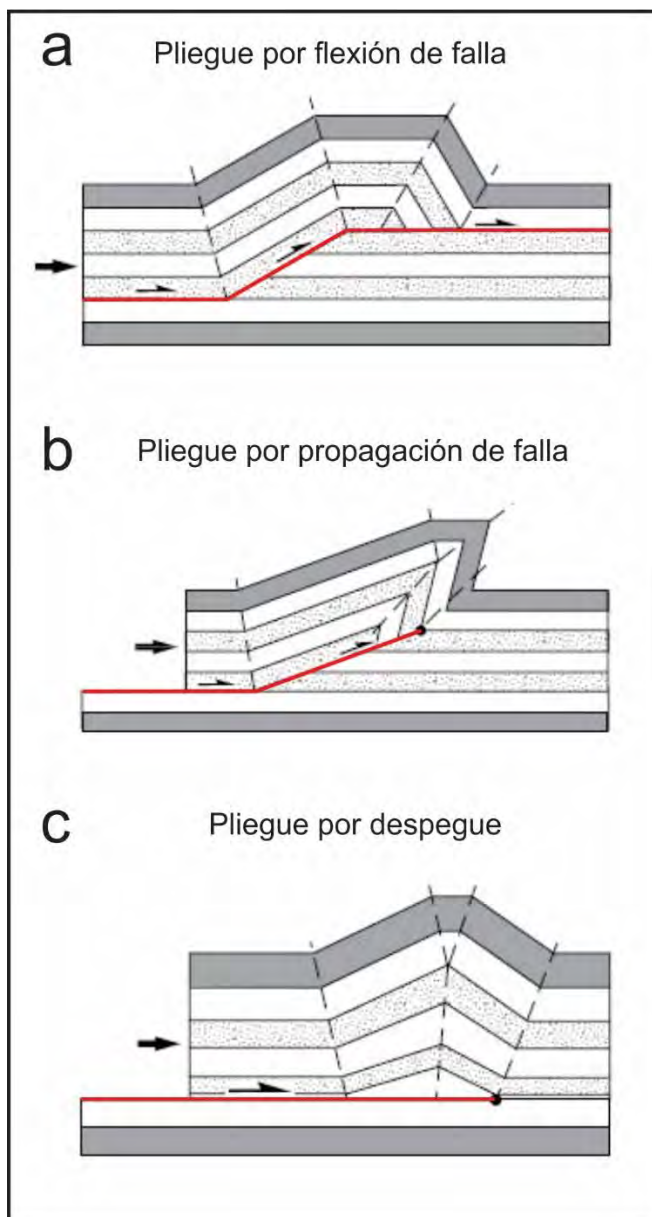


Figura 2.1. Tipos de pliegues relacionados a fallas. a) Pliegue por flexión de falla. b) Pliegue por propagación de falla. c) Pliegue por despegue. Imagen modificada de Poblet (2004).

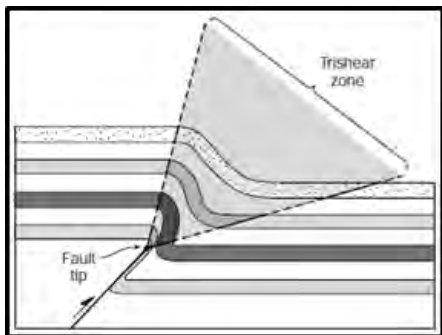


Figura 2.2. Zona de deformación trishear en un pliegue por propagación de falla propuesto por Erslev (1991). Imagen de Van der Pluijm y Marshak 2004.

2.3. FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL AGRIO

La deformación en la faja corrida y plegada del Agrio está vinculada a la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. En esta región se puede estudiar la secuencia casi completa de la Cuenca Neuquina debido al desarrollo de grandes estructuras que afectan rocas del basamento como también de la cubierta sedimentaria.

La faja corrida y plegada del Agrio, definida inicialmente por Braccacini (1970) como “fosa del Agrio”, está caracterizada principalmente por pliegues con ejes doblemente buzantes, con orientación regional norte-sur, relacionados a fallas en profundidad (Viñes 1985, Zapata *et al.* 1999). En el extremo norte del cinturón orogénico, el lineamiento Cortaderas (Ramos 1978) representaría un límite estructural que divide la faja corrida y plegada del Agrio de la faja de Chos Malal (Fig. 2.3). Este lineamiento se extendería en sentido este-sureste (E-SE) desde la localidad de Chos Malal hasta la región de Huantraico (Fig. 2.3).

Los primeros estudios realizados en detalle de las estructuras en la región cordillerana de la Cuenca Neuquina se deben a Groeber (1929), quien identificó los principales elementos tectónicos de la Cordillera Principal. Posteriormente, dado el interés científico y económico de la región norte de Neuquén, se efectuaron numerosos estudios regionales sobre la estratigrafía y la estructura (Groeber 1946, Zöllner y Amos 1973, Minniti *et al.* 1986, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Kozłowski *et al.* 1998, Zapata *et al.* 1999, Zapata y Folguera 2005, Leanza *et al.* 2006, Zamora Valcarce 2007, Zamora Valcarce *et al.* 2007, Zamora Valcarce *et al.* 2009, Rojas Vera *et al.* 2014, Sánchez *et al.* 2015;2018, Turienzo *et al.* 2014;2018, Lebinson *et al.* 2015;2018, entre otros).

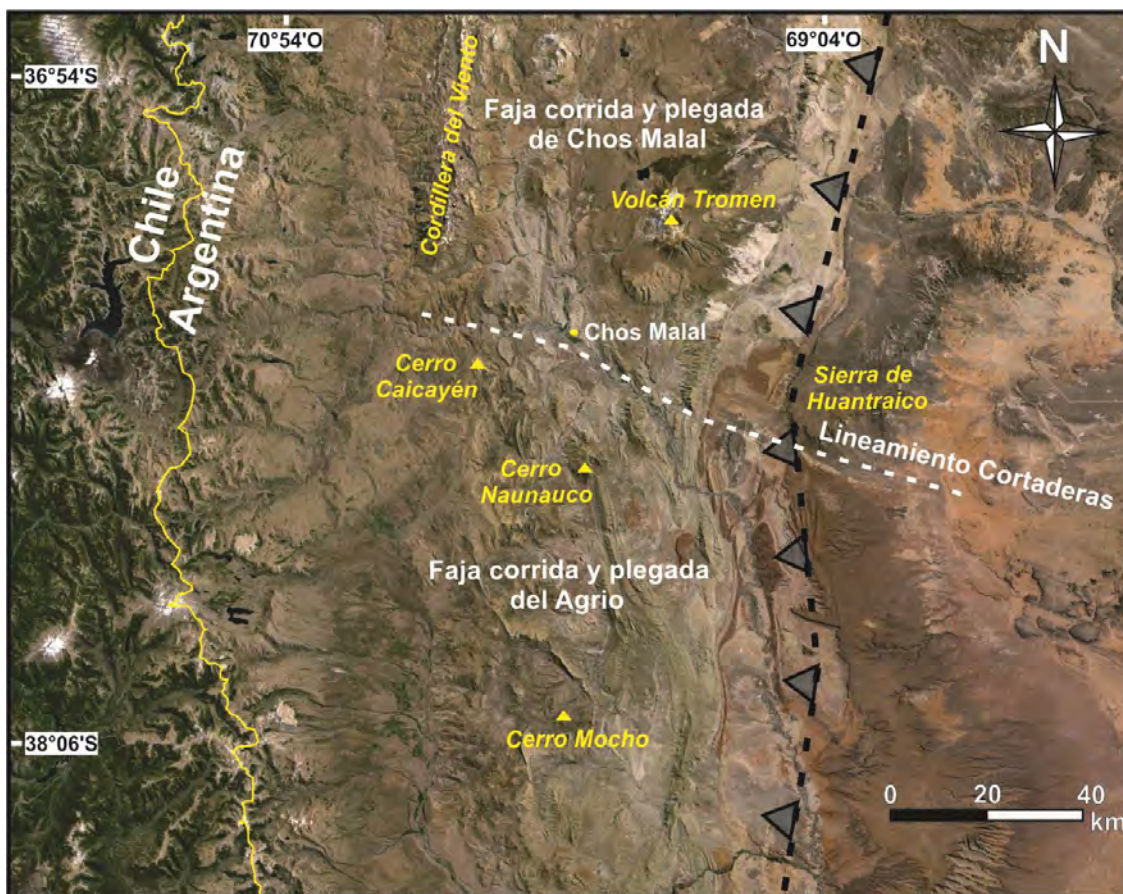


Figura 2.3. Localización de las fajas corridas y plegadas del Agrio y Chos Malal. El lineamiento Cortaderas, indicado por Ramos (1978) fue utilizado para dividir las fajas de deformación.

De acuerdo al predominio de estructuras de basamento o de piel fina, algunos trabajos han dividido a la faja corrida y plegada del Agrio, en una zona interna y una zona externa (Ramos 1978, Zapata y Folguera 2005). Dichos estudios denominaban como zona interna al sector occidental que ha sido interpretado como parte del sistema extensional mesozoico de Tres Chorros (Vergani *et al.* 1995). Dicho sector se caracteriza por pliegues del basamento que han dado lugar a una serie de braquianticlinales, que según Zamora Valcarce *et al.* (2011) son producto, al menos parcialmente, de la inversión de estructuras extensionales previas. En cambio, hacia el este, se consideraba zona externa a la región con una deformación representada por pliegues despegados principalmente en la Formación Auquilco (Viñes 1985, Zapata *et al.* 2002).

Con la información actual es muy difícil diferenciar en la faja corrida y plegada del Agrio una zona interna y externa propuesta en los trabajos mencionados anteriormente debido a que a partir de información del subsuelo también se han reconocido estructuras con participación del basamento a lo largo de la zona externa (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2009, Lebinson *et al.* 2015, 2018). Por lo cual, se podría diferenciar como zona interna, la región más interna del orógeno mientras que la zona externa estaría en el frente del mismo. Investigaciones recientes en las fajas corridas y plegadas del Agrio como de Chos Malal han remarcado la diferencia en la zona interna en donde se forman importantes cuñas de basamento con una gran deformación de piel fina en el frente, mientras que en la zona externa la deformación del basamento es incipiente y no genera casi estructuras de piel fina en comparación a la zona interna (Turienzo *et al.* 2014, 2018, Sánchez *et al.* 2015, 2018, Lebinson *et al.* 2015, 2018).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO - TECTÓNICO REGIONAL

La faja corrida y plegada del Agrio involucra a las rocas de la región de la Cuenca Neuquina, la cual ha sido afectada por diversos eventos tectónicos, sedimentarios y magmáticos desde el Paleozoico hasta la actualidad (Fig. 3.1). La Cuenca Neuquina presenta un registro sedimentario de más de 7000 metros de espesor que comprende desde el Triásico superior al Paleoceno, el cual se depositó sobre un basamento de edad Paleozoico Superior-Triásico. En la región de la Cordillera del Viento afloran las unidades más antiguas del norte neuquino, correspondientes a los grupos Andacollo y Choiyoi, los cuales constituyen el basamento en este sector de la Cuenca Neuquina (Zöllner y Amos 1973, Digregorio y Uliana 1980). En general, el basamento está formado por rocas meta-sedimentarias marinas y rocas volcánicas de edad paleozoica superior del Grupo Andacollo (Zöllner y Amos 1973, Danieli *et al.* 2011) y por cuerpos intrusivos y rocas volcánicas - volcanoclásticas del Grupo Choiyoi de edad permotriásica (Llambías *et al.* 2007). Sobre este basamento, en un estadio extensional se depositó el Ciclo Precuyano con un espesor aproximado de 1900 metros medido en los depósitos aflorantes ubicados en la Cordillera del Viento (Leanza *et al.* 2013). En dicho sector, este ciclo está integrado por las formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera (Fig. 3.1), consideradas unidades de tipo *sinrift* de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995). Estas unidades se caracterizan por estar formadas por rocas volcánicas, conglomerados fluviales y rocas volcanoclásticas intercaladas con depósitos marinos con presencia de invertebrados hacia la sección superior del Ciclo Precuyano. Al sur de la Cordillera del Viento, en la zona de estudio, no existen afloramientos ni del basamento como tampoco del Ciclo Precuyano.

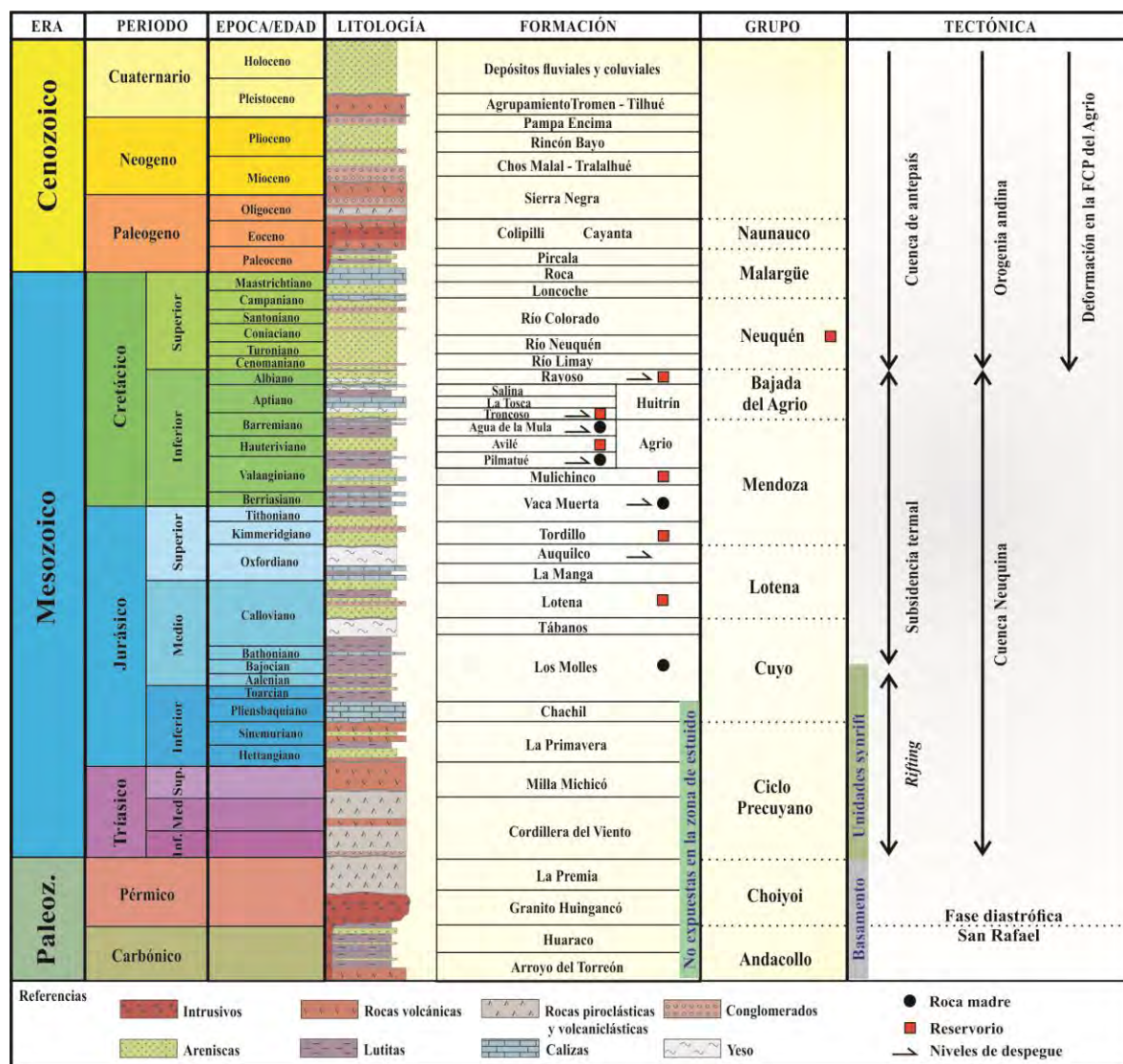


Figura 3.1. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina en la región de estudio (basado en Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Leanza 2009, Leanza *et al.* 2006; 2013).

La sedimentación en la Cuenca Neuquina, desde el Jurásico temprano hasta finales del Cretácico temprano, estuvo asociada a varios ciclos marinos transgresivos-regresivos desarrollados en una cuenca de retroarco (Uliana *et al.* 1989, Vergani *et al.* 1995). Durante el Pliensbaquiano - Calloviano, se depositaron las sedimentitas del Grupo Cuyo, que evidencian una importante ingresión marina a la cuenca. Dicho grupo está integrado en el área de estudio por las formaciones Los Molles y Tábanos (Fig. 3.1), expuestas en el arroyo Rahueco al sur del cerro Caicayén (Fig. 3.2).

Durante el Calloviano y el Oxfordiano, se depositaron las sedimentitas del Grupo Lotena, correspondiente al segundo ciclo sedimentario de relleno de la Cuenca Neuquina. En la región del arroyo Rahueco, este grupo está integrado por las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco (Fig. 3.2).

Entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, se acumularon las sedimentitas del Grupo Mendoza, constituido en la región al sur de la localidad de Chos Malal por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio (Fig. 3.1). Las dos primeras unidades se encuentran principalmente aflorando en el sector occidental y noreste del área de estudio, mientras que las formaciones Mulichinco y Agrio tienen gran exposición en toda la zona (Fig. 3.2).

La desconexión de la Cuenca Neuquina con el océano Pacífico para los tiempos del Barremiano - Aptiano está representada por las formaciones del Grupo Bajada del Agrio, que indican el comienzo de la continentalización de la cuenca (Tunik *et al.* 2010). Este grupo del Cretácico Inferior, está compuesto por las formaciones Huitrín y Rayoso (Méndez *et al.* 1995), las cuales afloran principalmente en los núcleos de los sinclinales (Fig. 3.2).

En discordancia con el Grupo Bajada del Agrio, se encuentra el Grupo Neuquén (Stipanovich *et al.* 1968) del Cretácico Superior, el cual aflora esencialmente al este del cerro Curacó (Fig. 3.1). La depositación del Grupo Neuquén se encuentra vinculada al inicio de la fase de antepaís de la Cuenca Neuquina, originada como consecuencia de una tectónica compresional sobre el margen andino a fines del Cretácico tardío (Tunik *et al.* 2010).

Durante el Campaniano (Cretácico Superior) - Daniano (Paleoceno) se produce en la región de la Cuenca Neuquina la primera transgresión marina de origen atlántico cuyo registro sedimentario corresponde al Grupo Malargüe (Digregorio y Uliana 1975). Este grupo se distribuye en la zona de estudio en los alrededores del cerro Villegas (Fig. 3.2).

Entre el Cretácico Superior tardío y el Eoceno, se desarrolló en la región una intensa actividad magmática evidenciada por el Grupo Naunauco (Zamora Valcarce 2007) cuyos afloramientos se encuentran en las áreas de Colipilli, Naunauco, Cerro Caicayén, Sierra del Mayal, Andacollo y Cayanta (Llambías y Aragón 2011).

En el arroyo Truquico, en el núcleo de un sinclinal aflora la Formación Chos Malal (Cervera y Leanza 2009). Estas rocas fueron interpretadas por Cervera y Leanza (2009) como depósitos sinorogénicos correlacionables con el Conglomerado Tralalhué (Ramos 1998), al

cual se le asignó una edad miocena media sobre la base de la presencia de un fósil de notoungulado (Repol *et al.* 2002). En discordancia sobre la Formación Chos Malal, se encuentran las rocas sedimentarias epiclásticas y piroclásticas de la Formación Rincón Bayo, de edad miocena media a superior (Leanza y Hugo 2001). La última unidad reconocida en la región del arroyo Truquico es la Formación Pampa Encima (Leanza y Hugo 2001), de edad pliocena tardía - pleistocena temprana, formada por niveles de conglomerados y areniscas sin evidencias de deformación y dispuesta en discordancia sobre la Formación Rincón Bayo. Hacia el oeste del cerro Naunauco se presenta otra sucesión sinorogénica denominada Conglomerado Tralalhué (Ramos 1998) de edad miocena media (Repol *et al.* 2002). Esta unidad se habría depositado en una cuenca de tipo *piggy back* durante la reactivación de estructuras cretácicas (Zamora Valcarce *et al.* 2007).

Finalmente, hacia el este de la localidad de Chos Malal existen grandes extensiones de coladas basálticas plio-cuaternarias asociadas con el campo volcánico Tromen íntimamente relacionadas con la compresión andina (Galland *et al.* 2007). Asimismo, en los cerros Villegas y Huantraico se destaca el intenso magmatismo de retroarco de edad Mioceno (Dyrh *et al.* 2013) que se distribuye a lo largo de estructuras sinclinales en el frente de deformación.

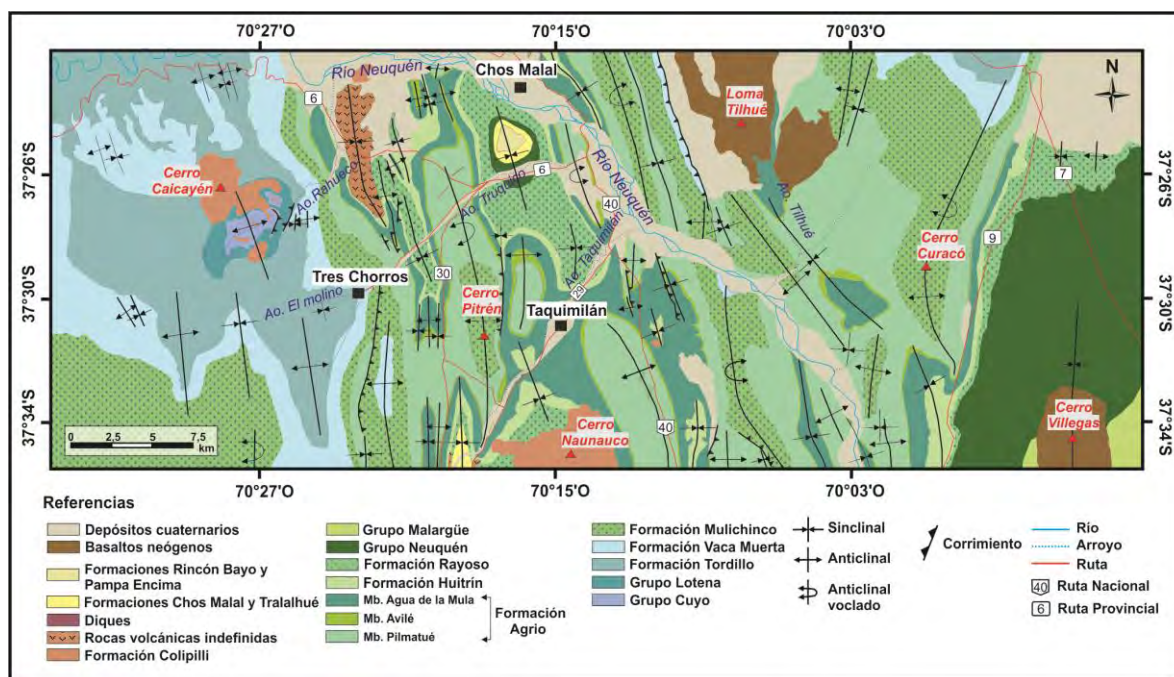


Figura 3.2. Mapa geológico del sector septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio.

3.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS AFLORANTES

3.2.1. Grupo Cuyo

El término Cuyano fue introducido por Groeber (1946) para identificar la sección inferior del Jurásico de origen marino. A partir de Dellapé *et al.* (1978), la denominación del Grupo Cuyo se comenzó a utilizar como un nombre que identifica una secuencia sedimentaria limitada en su base y techo por discordancias. Dentro del área de estudio se han reconocido las formaciones Los Molles y Tábanos que integran al Grupo Cuyo.

3.2.1.1. Formación Los Molles

Esta unidad definida por Weaver (1931) está compuesta en su mayor parte por lutitas negras y grises con proporciones menores de areniscas micáceas y limolitas de tonalidades amarillentas y calizas grises (Figs. 3.3 a y b). En la zona de estudio, esta formación se encuentra al sur del cerro Caicayén a lo largo del arroyo Rahueco donde se registraron restos fósiles de ammonites y bivalvos. El espesor aproximado de esta unidad en el sector septentrional de la Cuenca Neuquina es de 800 metros (Leanza *et al.* 2013).

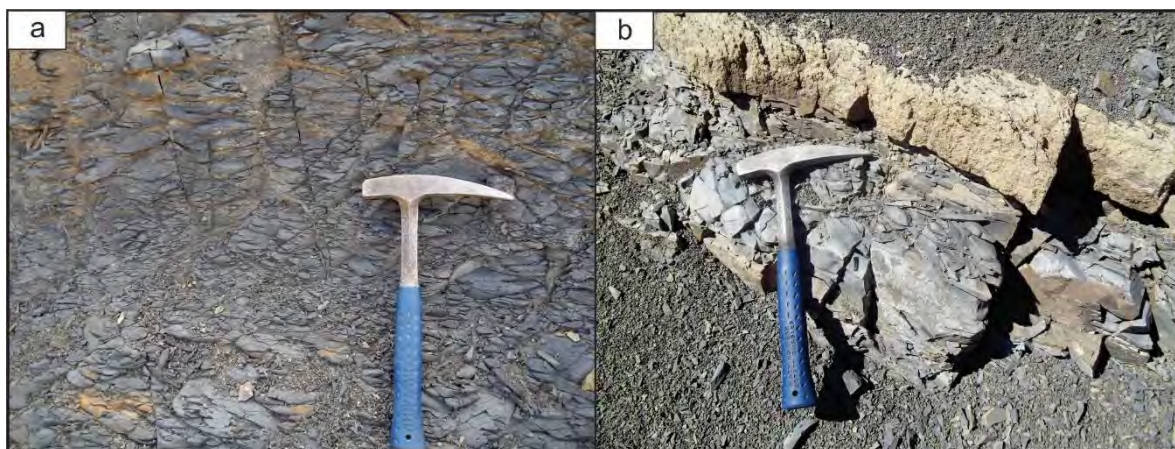


Figura 3.3. a) y b) Pelitas, areniscas y tobas de la Formación Los Molles aflorantes en el arroyo Rahueco.

3.2.1.2. Formación Tábanos

Lambert (1956) introdujo esta unidad y la definió como un importante evento evaporítico del Jurásico andino. Posteriormente, fue nombrada con la nomenclatura actual por Stipanivic (1966), la cual describió en el sur de Mendoza, donde posee su localidad tipo en el área del arroyo Tábanos. Litológicamente, esta unidad aflorante a lo largo del arroyo Rahueco está constituida por bancos de calizas de color gris oscuro y por densos paquetes de yeso blanco grisáceos (Figs. 3.4 a y b). El espesor de esta unidad varía entre 10-15 metros (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). La Formación Tábanos fue depositada durante el Bajociano superior (Stipanivic, 1966) en un ambiente de centro de cuenca en un contexto hipersalino marino somero con algunas periódicas exposiciones subaéreas.

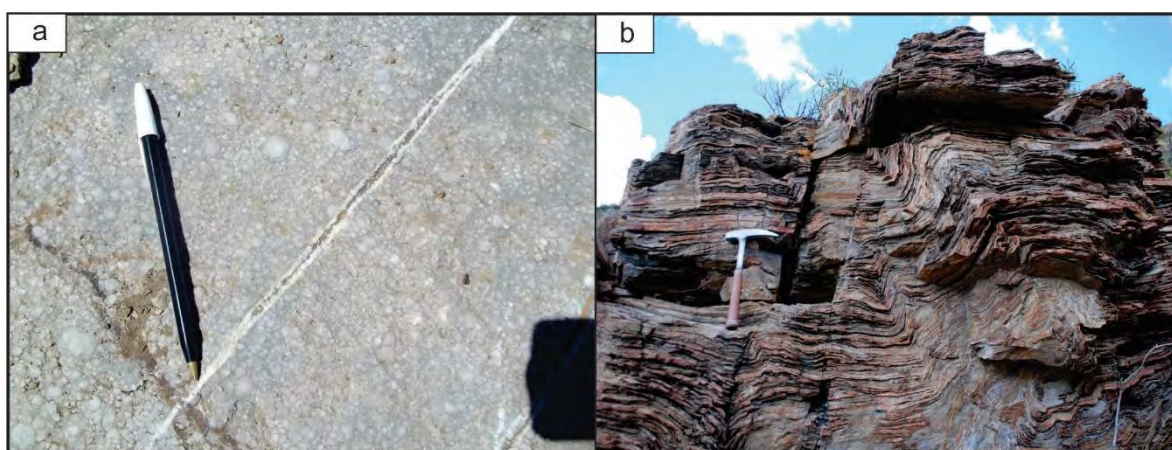


Figura 3.4. a) Calizas y b) Niveles de yeso de la Formación Tábanos aflorantes al sur del arroyo Rahueco.

3.2.2. Grupo Lotena

Bajo esta denominación se agrupa a las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco aflorantes a lo largo del arroyo Rahueco, sur del cerro Caicayén, con un espesor aproximado de 170 metros. El termino Loteniano fue introducido por Groeber (1946), y posteriormente Leanza (1992) reemplazó el termino por el de Grupo Lotena.

3.2.2.1. Formación Lotena

Esta unidad fue establecida originalmente por Weaver (1931) derivado su nombre del cerro Lotena, y en la zona de estudio está formada por areniscas calcáreas grises, conglomerados y pelitas gris oscuras (Figs. 3.5 a y b). Con respecto a los fósiles, solo se han reconocido ammonites y bivalvos, además de improntas de vegetales. El espesor de esta unidad varía aproximadamente entre 120 y 140 metros. La presencia de *Rehmannia patagoniensis* permiten asignar a esta formación al Calloviano medio alto (Weaver 1931).

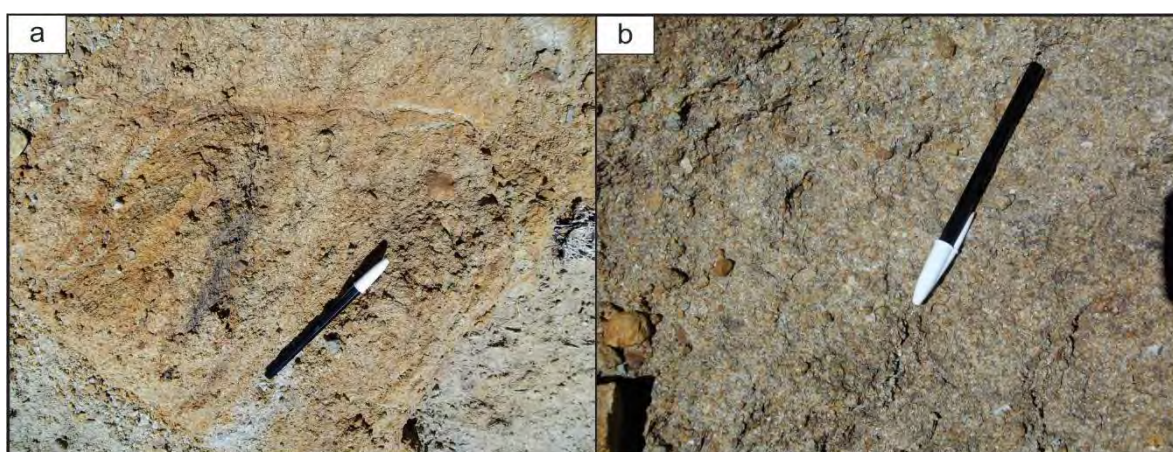


Figura 3.5. a) y b) Areniscas y areniscas conglomerádicas de la Formación Lotena aflorantes en el arroyo Rahueco.

3.2.2.2. Formación La Manga

Esta unidad ha sido definida formalmente por Stipanovic (1966) y está formada a lo largo del arroyo Rahueco por calizas gris azuladas con algunas intercalaciones arenosas y presencia de ammonites (Figs. 3.6 a y b). El espesor estimado es de 50 metros. Stipanovic (1951) a partir de ammonites encontrados en el arroyo La Manga, asigno a esta unidad como Oxfordiano.

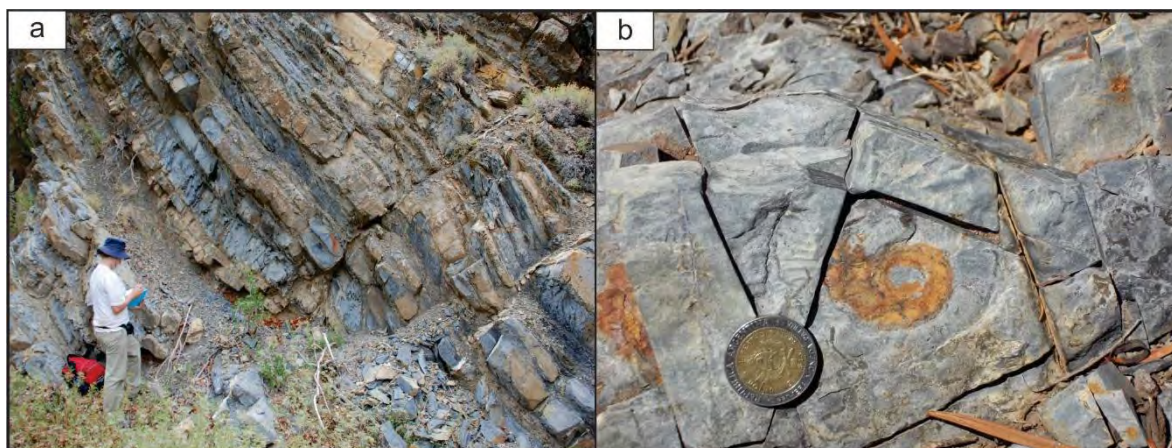


Figura 3.6. a) Calizas azuladas y grisáceas y b) Ammonites en caliza de la Formación La Manga.

3.2.2.3. Formación Auquilco

Esta unidad fue establecida por Weaver (1931), cuyo nombre proviene de la laguna Auquinco, situada a unos 40 km al este de Chos Malal, Provincia del Neuquén. Está compuesta por yeso, areniscas yesíferas calcáreas y calizas yesíferas (Figs. 3.7 a y b). Esta unidad se encuentra escasamente representada a lo largo del arroyo Rahueco, y solo se observan unos pequeños afloramientos de yeso blanquecino al norte del arroyo. Sus mayores espesores en la región del norte neuquino se dan al este del volcán Tromen. El ambiente de esta unidad indica un ambiente marino poco profundo con salinidad elevada (Legarreta 2002). La Formación Auquilco se asigna al Oxfordiano Superior por yacer encima de la Formación La Manga.

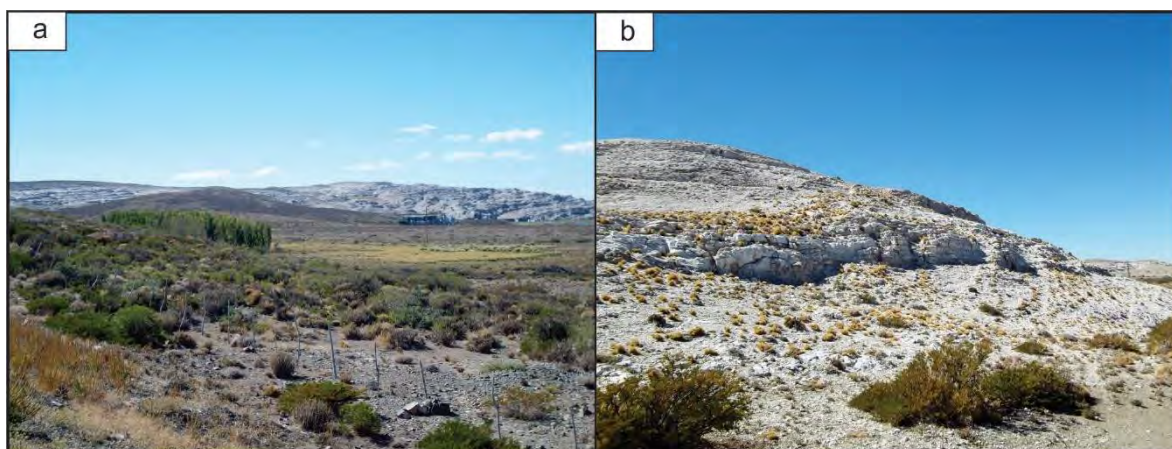


Figura 3.7. a) y b) Depósitos de yeso de la Formación Auquilco de la Yesera del Tromen, al noreste de Chos Malal.

3.2.3. Grupo Mendoza

El termino fue establecido por Stipanovic *et al.*, (1968) al sustituir al Mendociano de Groeber (1946), otorgándole el rango de Grupo. La sedimentación del Grupo Mendoza comienza en el Kimmeridgiano y culmina en el Barremiano Inferior, distinguiéndose en la región estudiada, en orden ascendente, las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio.

3.2.3.1. Formación Tordillo

La localidad tipo de esta unidad, de acuerdo a los datos proporcionados por Groeber (1946), se encuentra en el área del río Tordillo, afluente del río Grande, en el sur de Mendoza. Está constituida por potentes bancos de areniscas y conglomerados (Figs. 3.8 a y b) con estructuras de estratificación cruzada en artesa. Al oeste de Tres Chorros, el espesor de esta unidad mide aproximadamente 550 metros de espesor, mientras que, hacia el este del área de estudio, en la región de Pampa Tril, el espesor de la Formación Tordillo disminuye notablemente hasta alcanzar unas pocas decenas de metros como se observa en los datos del pozo YPF.Nq.Pt.x-1 (37°12'23.68"S 69°43'59.08"O). La edad de la formación correspondería al Kimmeridgiano, a partir de que los primeros ammonites reconocidos en la base de la Formación Vaca Muerta corresponden al Tithoniano Inferior tardío (Leanza, 1980).

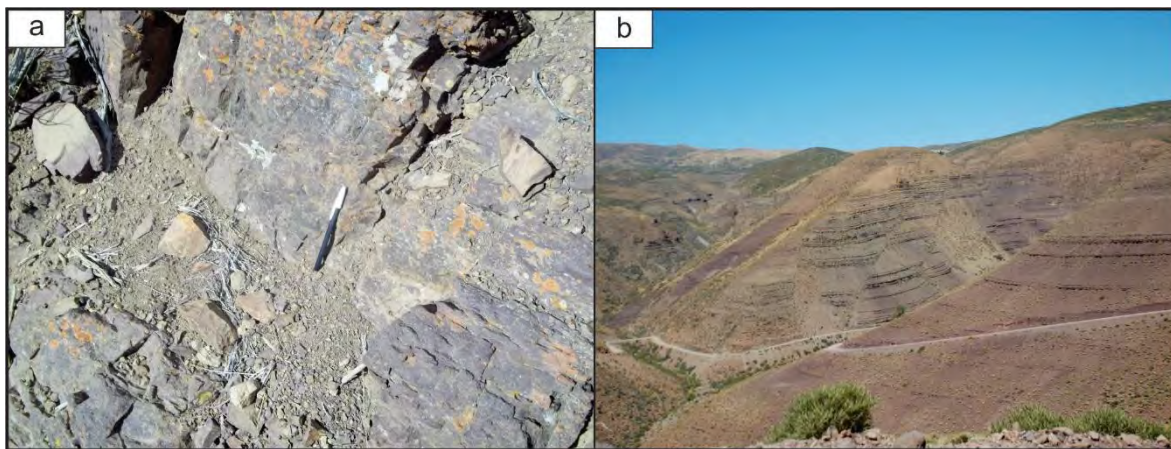


Figura 3.8. Formación Tordillo. a) Areniscas violáceas al este del cerro Caicayén y b) Areniscas y areniscas conglomerádicas al norte y oeste de Chos Malal a lo largo de la margen del Río Neuquén.

3.2.3.2. Formación Vaca Muerta

Esta unidad fue establecida por Weaver (1931) y está compuesta por 650 metros de pelitas y calizas, predominando arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica (Figs. 3.9 a y b). Los afloramientos de la Formación Vaca Muerta se concentran en los alrededores del cerro Caicayén y de Tres Chorros, con un espesor aproximado de 650 metros, donde ha suministrado restos de fósiles de invertebrados, principalmente de ammonites (Figs. 3.9 c) y también se han encontrado restos de ictiosaurios (Fig. 3.9 d). Además, fue posible reconocer al oeste de Tres Chorros afloramientos del Miembro Huncal de dicha formación (Spalletti *et al.* 2008), el cual está formado por paquetes de areniscas pardas, con *claychips* y restos de valvas (Fig. 3.9 e y f). De acuerdo a los ammonites hallados en la Formación Vaca Muerta, la edad de esta unidad abarca el Tithoniano Inferior alto y Valanginiano (Weaver, 1931; Leanza 1972, 1993).



Figura 3.9. Formación Vaca Muerta. a) Pelitas con presencia de *beefs*. b) Concreciones calcáreas. c) Ammonites en areniscas calcáreas. d) Fósil de posible ictiosauro? en los afloramientos al este del cerro Caicayén. e) y f) Areniscas pardas de grano medio con claychips y restos de valvas correspondiente al Miembro Huncal.

3.2.3.3. Formación Mulichinco

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) y aflora en los limbos de los anticlinales Rahueco y Manzano, y en el resto del área principalmente en los núcleos de los anticlinales de piel fina. Dicha unidad tiene un espesor de 350 metros y está integrada por areniscas y areniscas calcáreas con niveles de coquinas (Figs. 3.10 a y b) de edad valanginiana temprana a tardía (Leanza 1973). El ambiente de sedimentación de esta unidad varía según el área, reconociéndose ambientes marinos de *nearshore* con influencia mareal, como también, desarrollos de paleoambientes deltaicos y fluviales (Schwarz, 1999; Zavala, 2000).

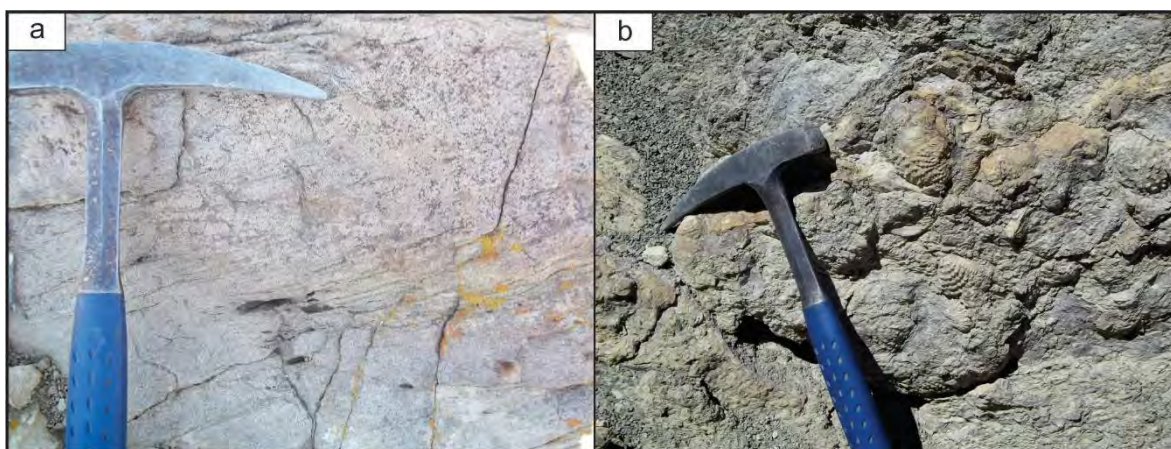


Figura 3.10. Formación Mulichinco. a) Areniscas con estructuras entrecruzadas. b) Areniscas calcáreas con fósiles de bivalvos.

3.2.3.4. Formación Agrio

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) considerando su localidad a ambos márgenes del río Agrio. La edad de esta formación se extiende desde el Valanginiano tardío hasta el Barremiano temprano (Aguirre Urreta *et al.* 2008). La Formación Agrio tiene un espesor aproximado de 950 metros, y está integrada por los miembros denominados Pilmatué, Avilé, Agua de la Mula y Chorreado (Leanza y Hugo 2001).

- I. Miembro Pilmatué: esta denominación fue propuesta por Leanza *et al.* (2001) para identificar a las sedimentitas de origen marina comprendidas entre el techo de la Formación Mulichinco y la base del Miembro Avilé. Esta unidad se caracteriza por la presencia dominante de pelitas, pelitas calcáreas y calizas

de tonalidades gris verdosas a gris oscuras, con intercalaciones bioclásticas entre las que se destacan numerosas coquinas con abundante fauna de invertebrados marinos (Figs. 3.11 a y b). En general, este miembro tiene un espesor de 600 metros, pero sin embargo en el área de Mina San Eduardo, Zavala *et al.* (2011) constataron que en esa zona el Miembro Pilmatué tiene un espesor de casi 1000 metros, en donde se destacan niveles espesos de areniscas. Las sedimentitas de este miembro han sido depositadas en un ambiente marino, en general, de aguas poco profundas, con repetición cíclica de ambientes de costa afuera (*offshore*) a neríticos (*nearshore*). De acuerdo a los ammonites presentes en el Miembro Pilmatué, las rocas son de edad Valanginiano Superior tardío (Leanza, 1981a).

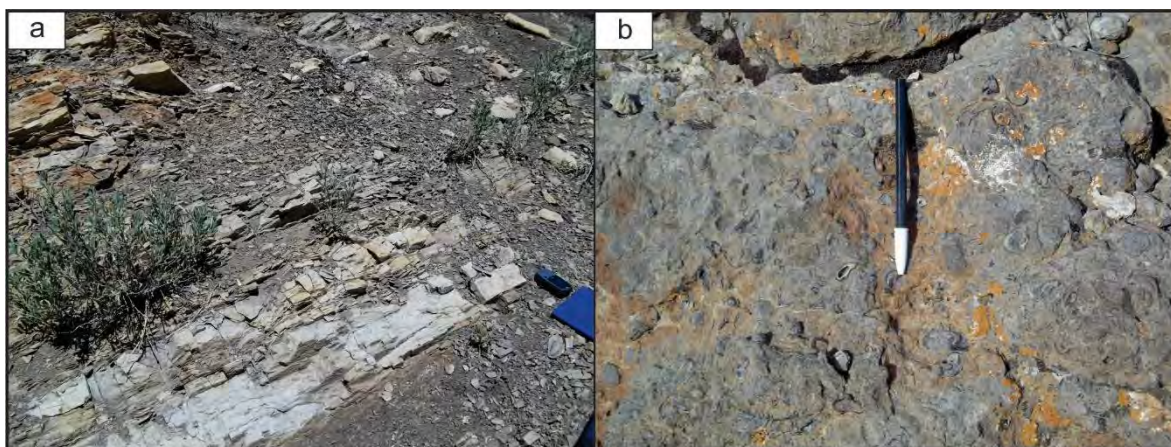


Figura 3.11. Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. a) Pelitas oscuras con intercalación de areniscas y calizas. b) Areniscas calcáreas con fósiles de bivalvos.

- II. Miembro Avilé: este miembro fue definido por Weaver (1931) y está constituido por areniscas de grano medio y colores gris pardusco a castaño claro (Fig. 3.12 a). Se aprecian estructuras primarias de estratificación cruzada planar y en artesa (Fig. 3.12 b). El ambiente depositacional de este miembro corresponde a un ambiente fluvial anastomosado efímero y eólico (Veiga *et al.* 2002). La edad del Miembro Avilé se considera Hauteriviano Superior temprano, debido a los niveles fosilíferos de los demás miembros que conforman la Formación Agrio. El Miembro Avilé conforma una capa guía para la reconstrucción de estructuras debido a su litología contrastante con los

miembros pelíticos de la formación, y además, constituye uno de los reservorios más importantes del norte neuquino.

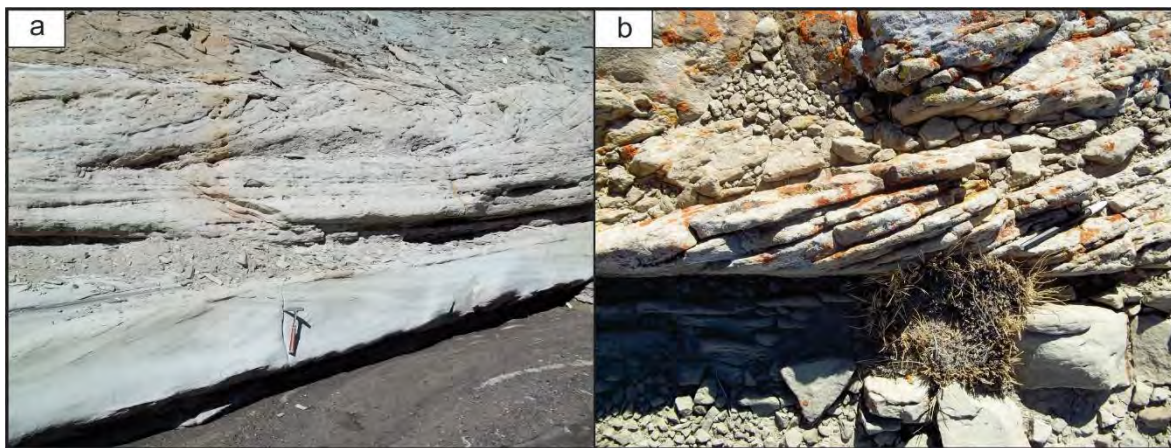


Figura 3.12. Miembro Avilé de la Formación Agrio. a) y b) Areniscas con estructuras entrecruzadas.

- III. Miembro Agua de la Mula: está compuesto por 400 metros de pelitas negras, gris oscuras y verdosas, con intercalaciones de calizas (Figs. 3.13 a y b). También existen numerosas coquinas con abundante fauna de invertebrados. Según la presencia de ammonites, se adjudicó al Miembro Agua de la Mula, una edad Hauteriviana Superior (Aguirre Urreta y Rawson, 1997).

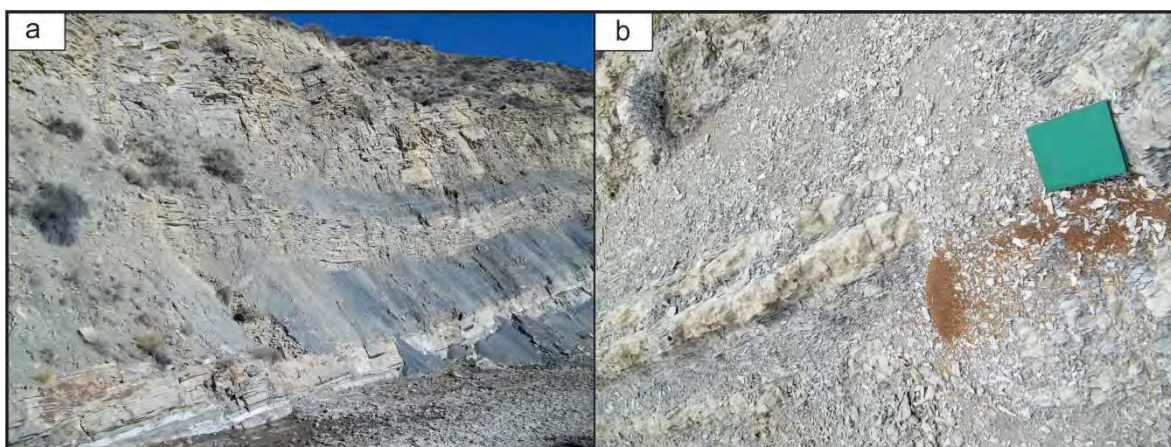


Figura 3.13. Miembro Agua de la Mula de Formación Agrio. a) Pelitas oscuras con intercalación de calizas. b) Pelitas y calizas laminadas.

- IV. Miembro Chorreado: este miembro fue definido originalmente por Groeber (1946) con el término de “Chorreadense”, el cual lo consideraba como el miembro más antiguo de la Formación Huitrín. Sin embargo, posteriormente Gutiérrez Pleimling (1991) lo incluyó en la Formación Agrio a partir del ambiente de depositación de esta última unidad. Litológicamente, este miembro está formado por calizas tipo *boundstone* y con areniscas subordinadas en la parte inferior de la unidad (Figs. 3.14 a y b). Según Gutiérrez Pleimling (1991), el Miembro Chorreado corresponde a un ambiente de rampa carbonática. A partir de restos fosilíferos de ammonites, se ha determinado la edad de este miembro como Barremiano Inferior (Aguirre Urreta y Rawson, 1993).

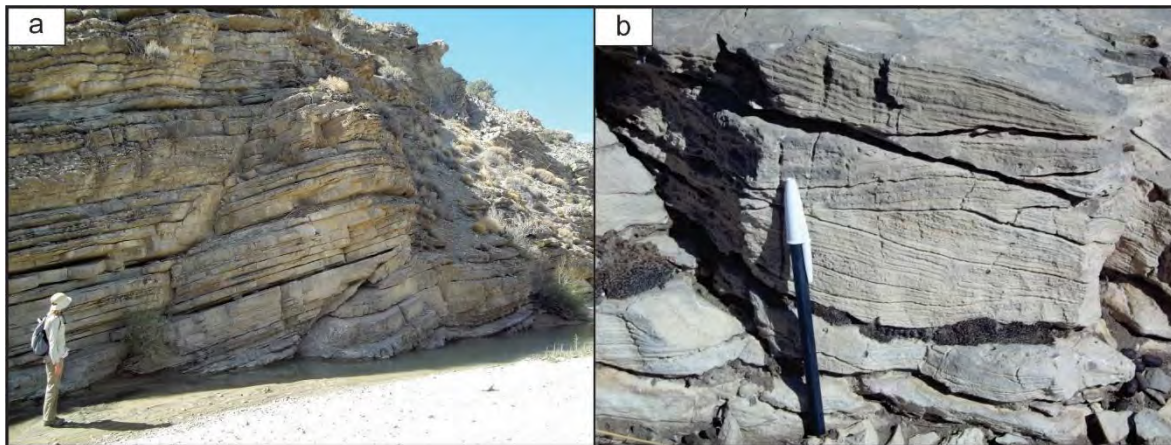


Figura 3.14. Miembro Chorreado de la Formación Agrio. a) Calizas con estratificación paralela. b) Calizas con estructuras tipo *herringbone*.

3.2.4. Grupo Bajada del Agrio

Esta denominación fue propuesta por Méndez *et al.* (1995) para agrupar a las formaciones Huitrín y Rayoso, considerando como localidad tipo el área situada entre el Agrio del Medio y Quili Malal.

3.2.4.1. Formación Huitrín

Esta unidad se encuentra integrada por tres miembros: Troncoso, La Tosca y Salina con un espesor total entre 120 y 150 metros. De acuerdo, a los estudios fosilíferos de esta unidad (Aguirre Urreta y Rawson, 1993) se cree que la edad más probable de la Formación Huitrín debería ser Barremiano Superior- Aptiano Inferior.

- I. Miembro Troncoso: este miembro fue denominado originalmente por Groeber (1946) con el término de “Troncosense” y de acuerdo a Legarreta (1996) la edad sería aptiana inferior. El Miembro Troncoso inferior está compuesto por areniscas pardas de grano mediano, porosas, que muestran estratificación entrecruzada en artesa o de alto ángulo (Fig. 3.15 a). Por otra parte, el Miembro Troncoso superior se compone de evaporitas (anhidrita y halita) (Fig. 3.15 b). Sedimentológicamente, la sección inferior representa condiciones de sedimentación en un medio de carácter fluvial con ríos entrelazados, con fuertes desarrollos de paleodunas representativas de ambiente eólico. En cambio, los depósitos evaporíticos representan una planicie supralitoral con cuerpos de agua salina.
- II. Miembro La Tosca: Groeber (1946) definió a esta unidad calcáreo-dolomítica del Huitriniano. Está compuesta por dolomías y calizas castaño claras (Fig. 3.15 c). El ambiente de sedimentación para este miembro se infiere como un medio de aguas salobres, y para las intercalaciones pelíticas un ambiente con fuerte influencia marina. Según Simeoni (2000), la fauna de *Hergotella* descrita para el Miembro La Tosca en el área de Bajada del Agrio indica una edad barremiana.
- III. Miembro Salina: Groeber (1946) denominó originalmente a este miembro con el término de “Salinense”, considerándolo como una unidad del Huitriniano. Está constituido por arcilitas y en menor grado por limolitas y areniscas, acompañadas por depósitos evaporíticos (Fig. 3.15 d). En este miembro solo se reconocieron restos de granos de polen estudiados por Volkheimer y Salas

(1975) pertenecientes a la asociación de *Cyclusphaera psilata*, indicando una edad Aptiano Inferior. Uliana *et al.* (1975) han estimado que la asociación de pelita-yeso-caliza corresponde a un medio de agua estancada periódicamente sujeto a la exposición subaérea.

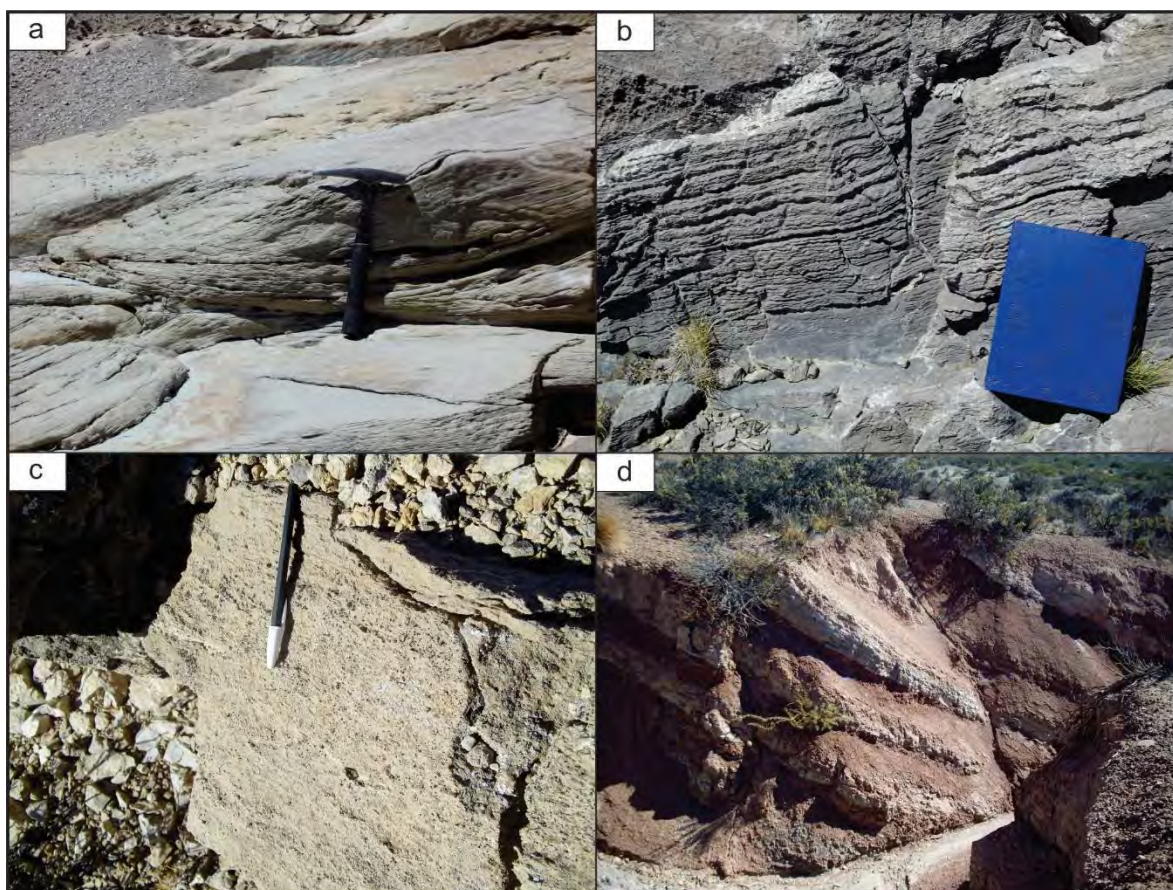


Figura 3.15. Formación Huitrín. a) Areniscas con estructuras entrecruzadas del Miembro Troncoso inferior. b) Yeso del Miembro Troncoso superior. c) Calizas del Miembro La Tosca. d) Pelitas rojizas y yeso del Miembro Salina.

3.2.4.2. Formación Rayoso

Weaver (1931) introdujo esta unidad para identificar a una serie de areniscas y arcilitas yesíferas de tonalidades rojizas aflorantes en el cerro Rayoso (Figs. 3.16 a y b). Está integrada por cuatro miembros de edad albiana: Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la

Zorra. Regionalmente esta formación consiste en depósitos de areniscas rojizas, fangolitas, limolitas calcáreas y yeso con un espesor de 300 metros.

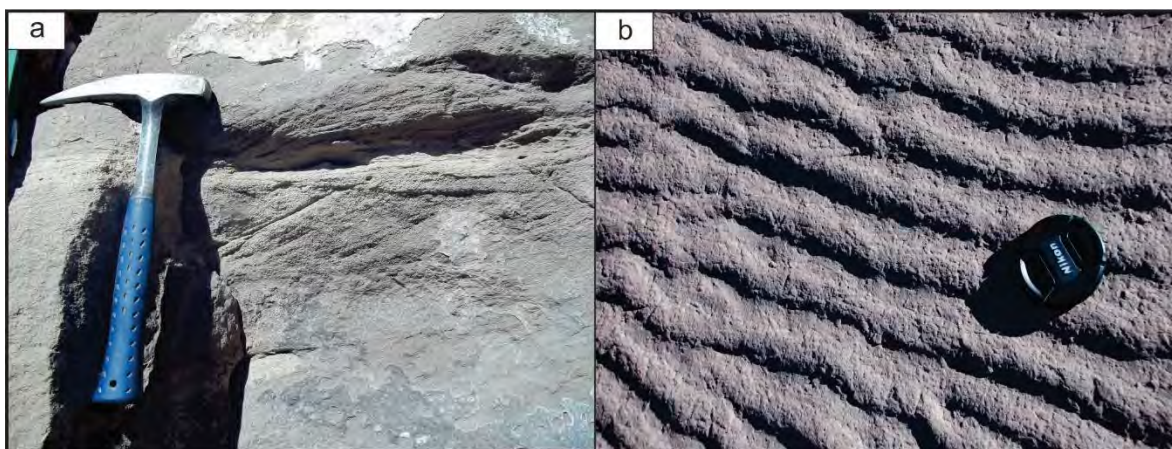


Figura 3.16. Formación Rayoso. a) Areniscas con estructuras entrecruzadas. b) Areniscas rojizas con ondulitas.

3.2.5. Grupo Neuquén

Roth (1898) reconoció a estas sedimentitas como “Formación de Areniscas Rojas” y más tarde como “Formación de Dinosaurios” (Roth 1899). Este grupo definido por (Stipanovic *et al.* 1968) está compuesto por tres subgrupos: Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado. Está constituido por areniscas de grano medio y escasa selección, areniscas conglomerádicas, conglomerados y arcilitas rojizas (Figs. 3.17 a y b). Debido a la alternancia de areniscas y arcilitas, es posible inferir condiciones variables de alta y baja energía de ambientes continentales fluviales. Ramos y Folguera (2005) y Tunik *et al.* (2010) propusieron la existencia de una discordancia angular entre la Formación Rayoso y la Formación Candeleros (unidad basal del Grupo Neuquén) al sur del Río Neuquén, que ha sido interpretada como evidencia de un pulso de deformación compresiva en el Cretácico tardío.

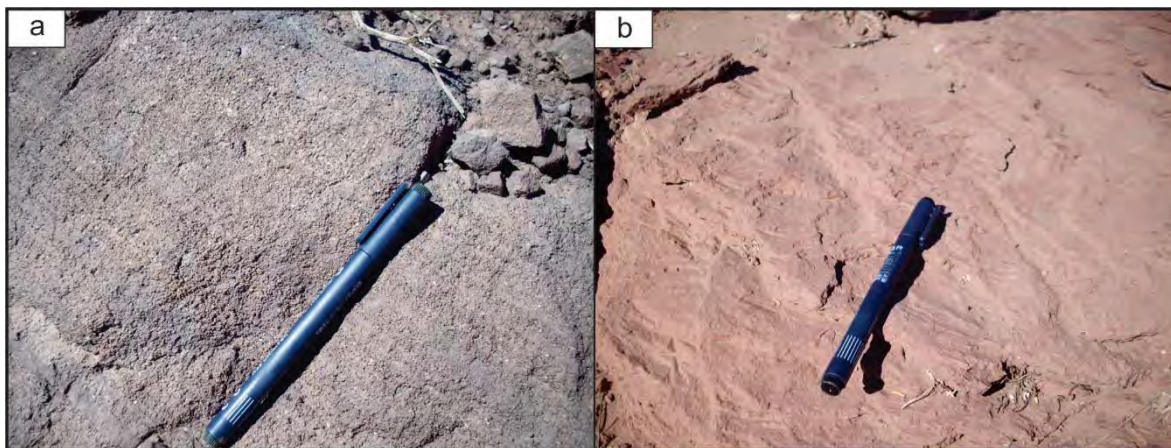


Figura 3.17. Grupo Neuquén. a) Areniscas conglomerádicas. b) Areniscas rojizas de grano medio.

3.2.6. *Grupo Malargüe*

En la región de la Cuenca Neuquina durante el Campaniano (Cretácico Superior) - Daniano (Paleoceno) se produce la primera transgresión marina de origen atlántico cuyo registro sedimentario corresponde al Grupo Malargüe (Digregorio y Uliana 1975). Este grupo se distribuye en la zona de estudio en los alrededores del cerro Villegas en discordancia con el Grupo Neuquén, y además en algunos sectores del flanco este del sinclinal de Colipilli (calizas Pichaihue) en discordancia de la secuencia volcánica y piroclástica cretácica. Dicho grupo está formado por depósitos marinos marginales y continentales.

El Grupo Malargüe está formado por las formaciones Loncoche, Roca y Pírcala, siendo las areniscas calcáreas Formación Roca la más desarrollada en la faja corrida y plegada del Agrio (Figs. 3.18 a y b).

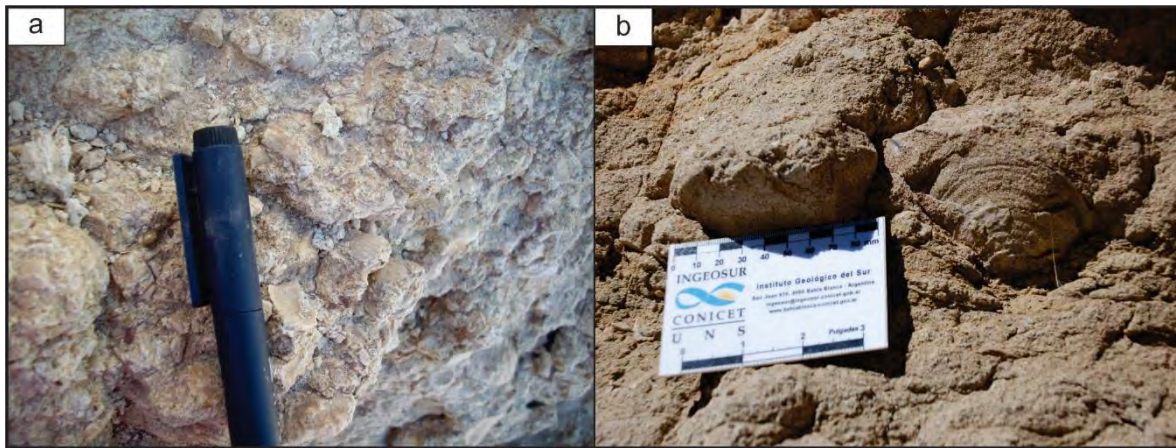


Figura 3.18. a) y b) Afloramientos de areniscas calcáreas con restos de conchillas de la Formación Roca del Grupo Malargüe.

3.2.7. Grupo Naunauco

Hacia fines del Mesozoico, en el sector noroeste de la provincia del Neuquén se desarrolló un importante magmatismo de arco (Llambías y Rapela 1989). El mismo se extiende desde los 36° 40' hasta los 38° 20' de latitud sur en una faja de orientación norte-sur (Fig. 3.19 y Cuadro 3.1). Inicialmente este magmatismo fue definido por Groeber (1946) como Mollelitense; termino que Yrigoyen (1972) denominó posteriormente como Grupo Molle. Pero esta nomenclatura actualmente se reserva solo para las rocas ígneas de edad miocena que afloran en la localidad tipo al sur de la provincia de Mendoza (Nullo *et al.* 2002).

El resultado de la intensa actividad magmática Cretácica superior - eocena está evidenciada por el Grupo Naunauco integrado por las formaciones Colipilli y Cayanta (Zamora Valcarce 2007). Los afloramientos de este grupo se encuentran en las áreas de Colipilli, Naunauco, Caicayén (Fig. 3.20), Mayal, Andacollo y Cayanta (Llambías y Aragón 2011).

- a) Formación Colipilli: Llambías y Rapela (1987) propusieron abarcar dentro de esta unidad cuerpos intrusivos predominantemente concordantes (lacolitos y filones capa) cuya composición varía entre andesítico-diorítica y diorítica cuarzosa, y cuya localidad tipo se encuentra en la zona de Colipilli. Según Llambías y Rapela (1989), las características geoquímicas de las volcanitas permiten definirlas como una asociación calcoalcalina, y vincularon, además este volcanismo al desarrollo de un arco magmático externo emplazado sobre corteza continental. Las edades K/Ar dadas

a conocer por Llambías y Rapela (1989) en las zonas de Colipilli, cerro del Diablo y cerro Caicayén, permiten asignar a esta unidad al Eoceno (Cuadro 3.1).

- b) Formación Cayanta: esta unidad fue definida por Rapela y Llambías (1985) en el arroyo Cayanta (localidad tipo), al norte de Andacollo, y está representada por espesas coladas masivas, domos andesíticos, mantos de brechas autoclásticas y niveles piro-epiclásticos. Llambías y Rapela (1989) dataron una andesita que dio $39 \pm 9,1$ Ma, correspondiendo al Eoceno medio.

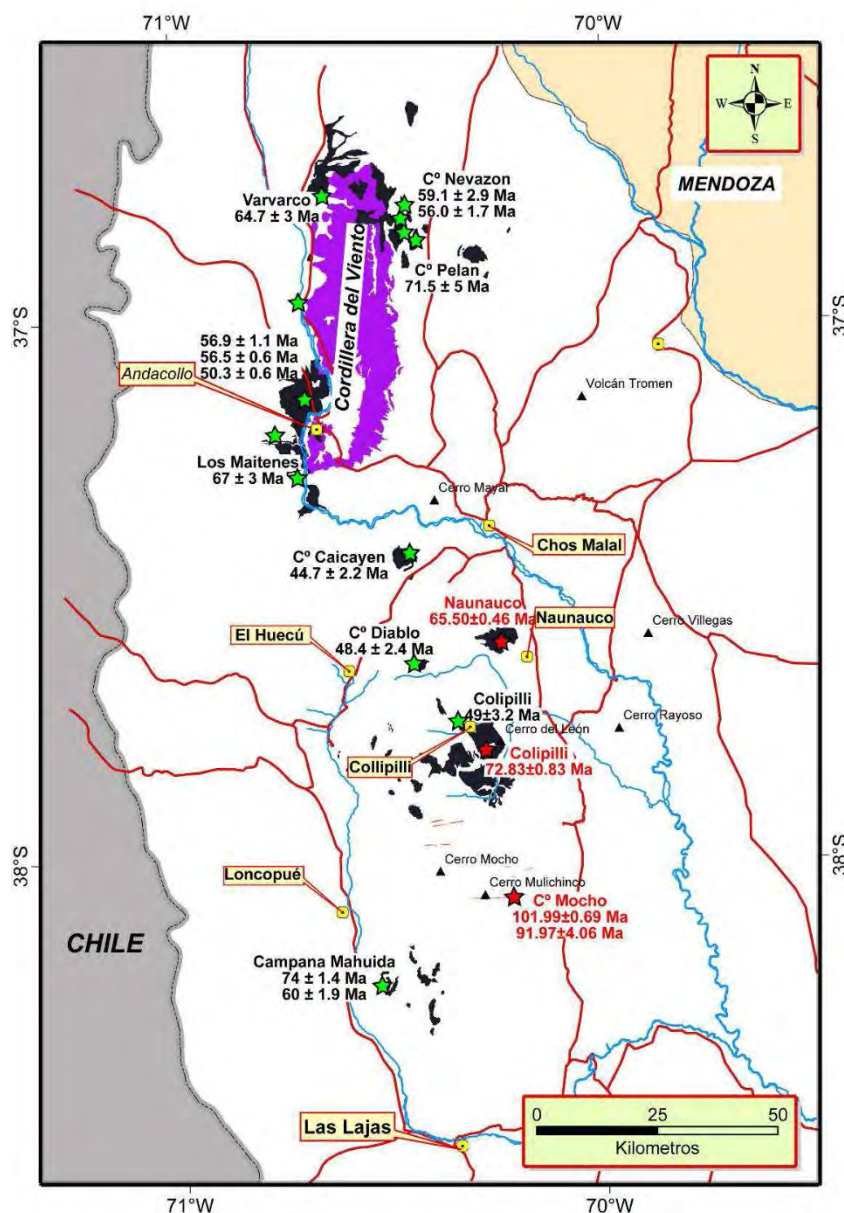


Figura 3.19. Distribución del volcanismo Cretácico - Paleógeno (Tomado de Zamora Valcarce 2007).

Cuadro 3.1. Dataciones de cuerpos subvolcánicos a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio y Chos Malal.

Localidad	Método	Roca	Edad Ma	Autor
Campana Mahuida	SHRIMP U-Pb en circones	Intrusivo andesítico	61 ± 1,4	Franchini <i>et al.</i> (2007)
	K-Ar hornblenda	Diorita	60,7 ± 1,9	Franchini <i>et al.</i> (2003)
	K-Ar biotita	Alteración hidrotermal en andesita	74,2 ± 1,4	Sillitoe (1977)
Cerro Nevazón	K-Ar hornblenda	Gabro-diorita	59,1 ± 2,9	Franchini <i>et al.</i> (2003)
	K-Ar hornblenda	Diorita	56 ± 1,7	
	Ar-Ar plagioclasa	Gabro	60,2 ± 1,2	
Cerro Pelán	K-Ar roca total	Intrusivo andesítico	71,5 ± 5	Llambías <i>et al.</i> (1978)
Varvarco	K-Ar roca total	Tonalita	66,7 ± 3	J.I.C.A./M.M.A.J. (2000)
Los Maitenes	K-Ar roca total	Tonalita	67 ± 3	Domínguez <i>et al.</i> (1984)
Cayanta	K-Ar anfíbol	Andesita	39,9 ± 9,1	Llambías y Rapela (1989)
Las Mellizas, Colipilli	K-Ar roca total	Microdiorita	49,9 ± 3,3	
Cerro El Diablo	K-Ar roca total	Microdiorita	48,4 ± 2,4	
Caicayén	K-Ar roca total	Microdiorita	44,7 ± 2,2	
El Mayal	Ar-Ar roca total	Sill. Andesita	39,7 ± 0,2	Cobbold y Rossello (2003)
Colipilli	SHRIMP U-Pb	Tobas	64.3±0.9	Aguirre-Urreta et al. (2010)
Cerro Mocho	Ar-Ar plagioclasa	Dique. Basalto	101,99 ± 0,69 91,97 ± 4,06	Zamora Valcarce <i>et al.</i> (2006)
Colipilli	Ar-Ar plagioclasa	Sill. Andesita	56,64 ± 0,44	
Naunauco	Ar-Ar anfíbol	Sill. Andesita	65,5 ± 0,46	
	Ar-Ar plagioclasa	Bomba volcánica	72,83 ± 0,83	
Cayanta	K-Ar roca total	Intrusivo aplítico	46,1 ± 2,3	Rovere (1998)
		Dique. Andesita	54,2 ± 2,7	
		Dacita	42 ± 2,1	
		Eoceno		
		Paleoceno		
		Cretácico		
		Límite periodos		



Figura 3.20. Fotografía panorámica de los intrusivos del cerro Caicayén y la sierra del Mayal.

3.2.8. Depósitos miocenos

A lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio se destacan algunos afloramientos de secuencias neógenas. Dentro de estos depósitos se incluyen a las formaciones Chos Malal, Puesto Burgos, Rincón Bayo y el Conglomerado Tralalhué (Fig. 3.21).

La Formación Chos Malal fue definida por Cervera y Leanza (2009) y está situada en el sinclinal Truquico en donde ha sido considerada como una secuencia sinorogénica de posible edad miocena que se dispone en discordancia con la Formación Rayoso. Litológicamente, la Formación Chos Malal está compuesta por rocas epiclásticas (Fig. 3.22 a y b), dominando fuertemente las rocas fangolíticas por sobre las areniscas y las arcilitas (Cervera y Leanza 2009). En esta unidad, a lo largo del limbo occidental del sinclinal, se ha reconocido una serie de fallas de poco desplazamiento (Fig. 3.22 a). En discordancia sobre la Formación Chos Malal se encuentran las rocas sedimentarias epiclásticas y piroclásticas de la Formación Rincón Bayo, de edad Mioceno medio a superior (Leanza y Hugo 2001). La última unidad reconocida en la región del arroyo Truquico es la Formación Pampa Encima (Leanza y Hugo 2001), de edad Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano, formada por niveles de conglomerados y areniscas sin evidencias de deformación y dispuesta en discordancia sobre la Formación Rincón Bayo.

Por otra parte, el Conglomerado Tralalhué (Ramos 1998) se encuentra en el flanco occidental del cerro Naunauco desde la margen sur del arroyo Taquimilán hasta el valle del arroyo Colipilli, los cuales fueron depositados en una cuenca intermontana con unas dimensiones aproximadas de 19 por 7 kilómetros (Zamora Valcarce *et al.* 2007). La secuencia sedimentaria del Conglomerado Tralalhué se compone de un conglomerado polimíctico (Fig.

3.22 c y d), donde predominan los clastos de andesitas anfibólicas, areniscas y calizas, con un espesor total de 210 metros (Leanza *et al.* 2005) que se disponen en discordancia sobre la serie intrusiva de Naunauco y en algunos sectores sobre las formaciones Rayoso y Agrio. (Zamora Valcarce *et al.* 2007). En el sector occidental, los depósitos presentan buzamientos entre 70 y 80° en dirección al este mientras que en el flanco oriental buza entre 15° y 18° al suroeste (Zamora Valcarce *et al.* 2007). En el área del cerro Naunauco y del Cordón del Salado, Zamora Valcarce *et al.* (2007) determinaron una discordancia angular entre el Conglomerado Tralalhué y las formaciones Agrio y Rayoso con una angularidad que varía entre 12° y 20°. Ramos (1998) interpretó el área de depositación del Conglomerado Tralalhué como una cuenca de *piggy back* resultante de la reactivación de las estructuras previamente formadas.

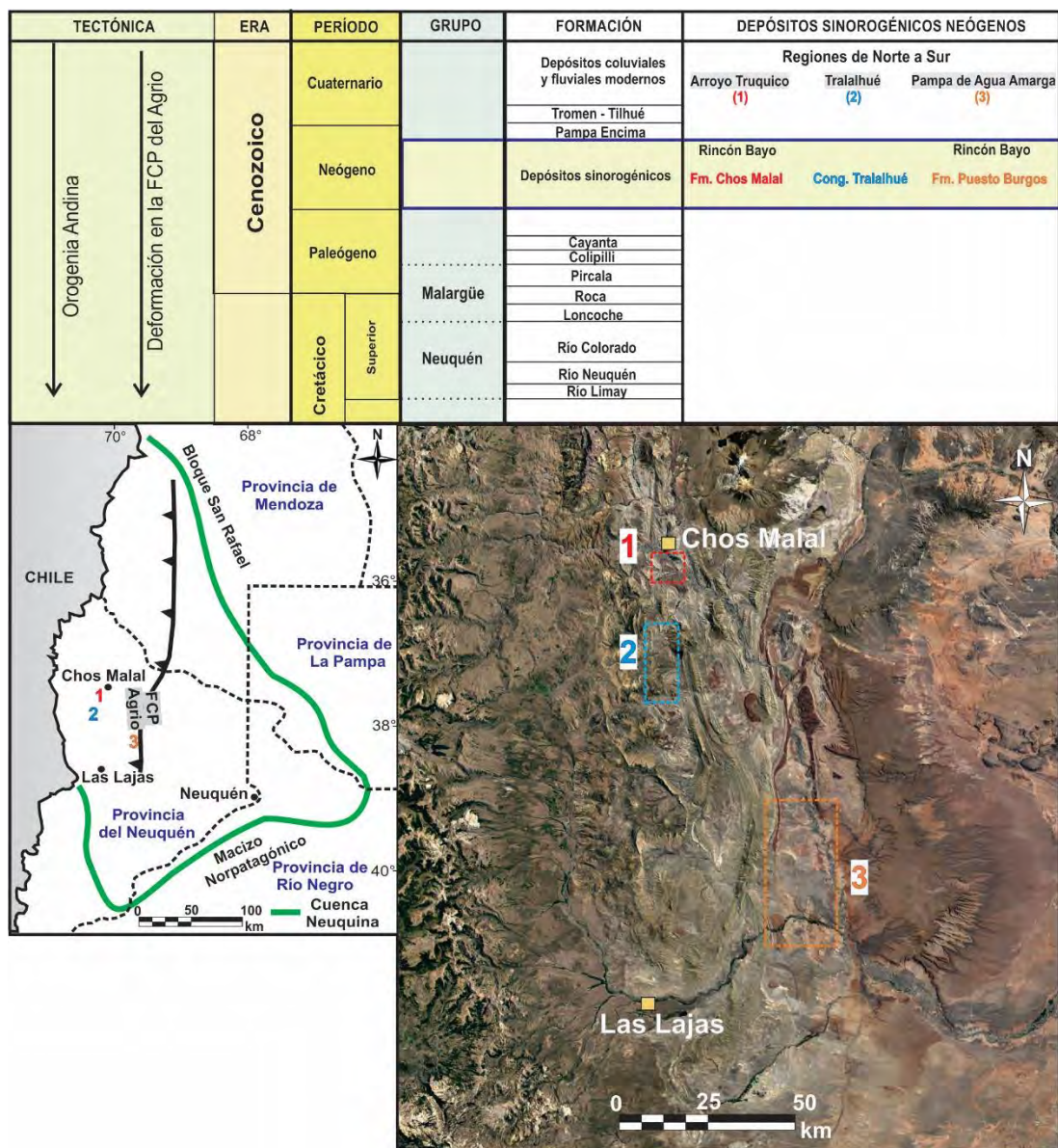


Figura 3.21. Cuadro estratigráfico de los depósitos neógenos en la faja corrida y plegada del Agrio y su ubicación en la faja corrida y plegada del Agrio.

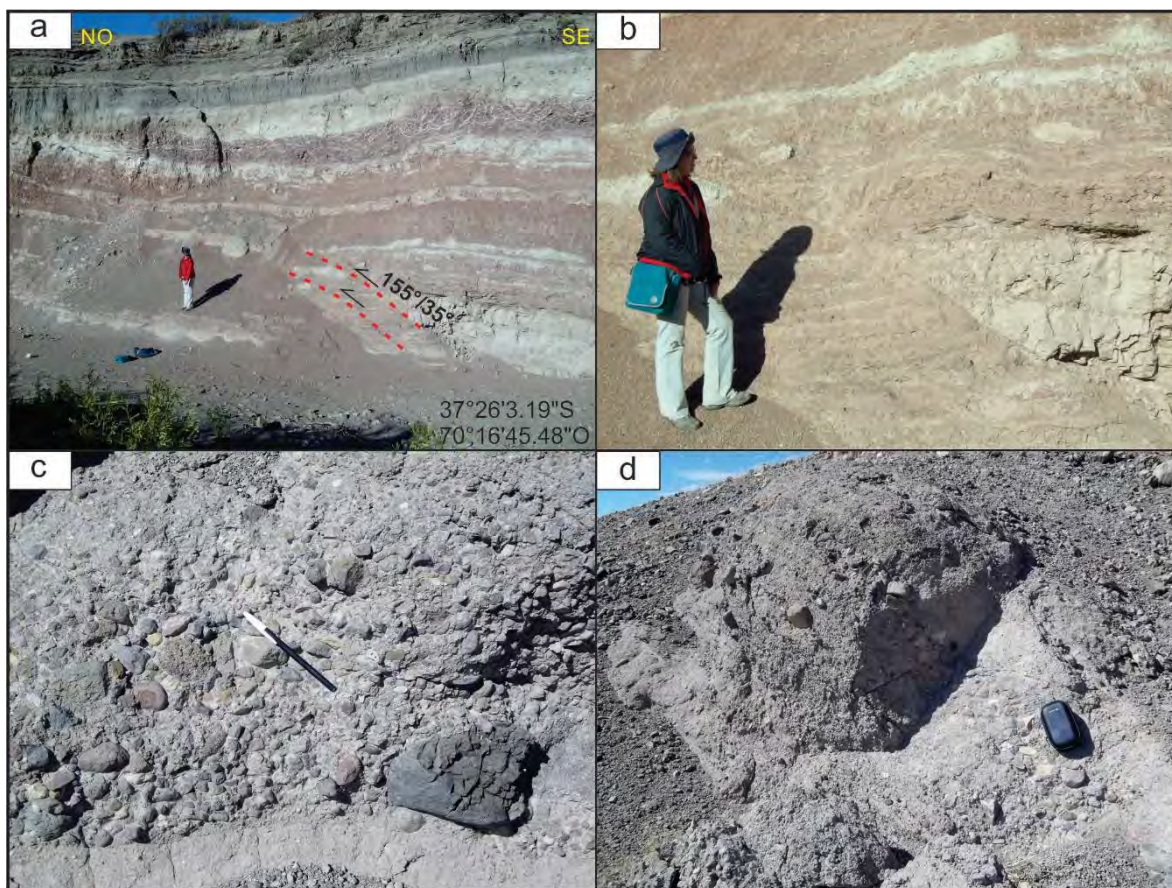


Figura 3.22. a) y b) Afloramientos de la Fm. Chos Malal. Se destaca una serie de fallas que afectan a esta unidad. c) y d) Depósitos del Conglomerado Tralalhué.

En el sureste de la faja corrida y plegada del Agrio, en la Pampa de Agua Amarga fueron definidas dos unidades neógenas: Formación Puesto Burgos y Formación Rincón Bayo (Leanza y Hugo 2001) (Fig. 3.21). La primera unidad está compuesta de arcilitas, areniscas y conglomerados y niveles de tobas blancas, y se dispone de manera discordante sobre el Grupo Neuquén con relaciones de traslape (Zamora Valcarce 2007). De acuerdo a restos fósiles de mamíferos y plantas, esta unidad fue asignada al Mioceno Medio (Zamora Valcarce 2007). En discordancia angular sobre esta unidad, se dispone la Formación Rincón Bayo formada por areniscas con algunos lentes niveles de conglomerados que hacia la sección superior pasan a tufitas y limolitas (Zamora Valcarce 2007). Leanza y Hugo (2001) consideraron una edad miocena media a superior para esta unidad en base a sus relaciones estratigráficas.

4. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

Entre las localidades de Chos Malal y Taquimilán se registraron numerosas estructuras tectónicas con un rumbo dominante NNO-SSE y con dimensiones muy variables. El mapa geológico (Fig. 4.1) comprende un área de 1742 km² (67 km x 26 km) y fue construido sobre la base de más de 500 datos de campo georeferenciados volcados sobre imágenes satelitales landsat y de Google Earth.

La zona de estudio, en sentido norte-sur, abarca las estructuras desde el sur del Río Neuquén hasta la latitud del Cerro Naunauco, y en sentido oeste-este, aproximadamente entre el Cerro Caicayén y Cerro Villegas. Para facilitar la descripción de las estructuras aflorantes se diferencié una zona norte y una zona sur, las cuales serán detalladas a continuación.

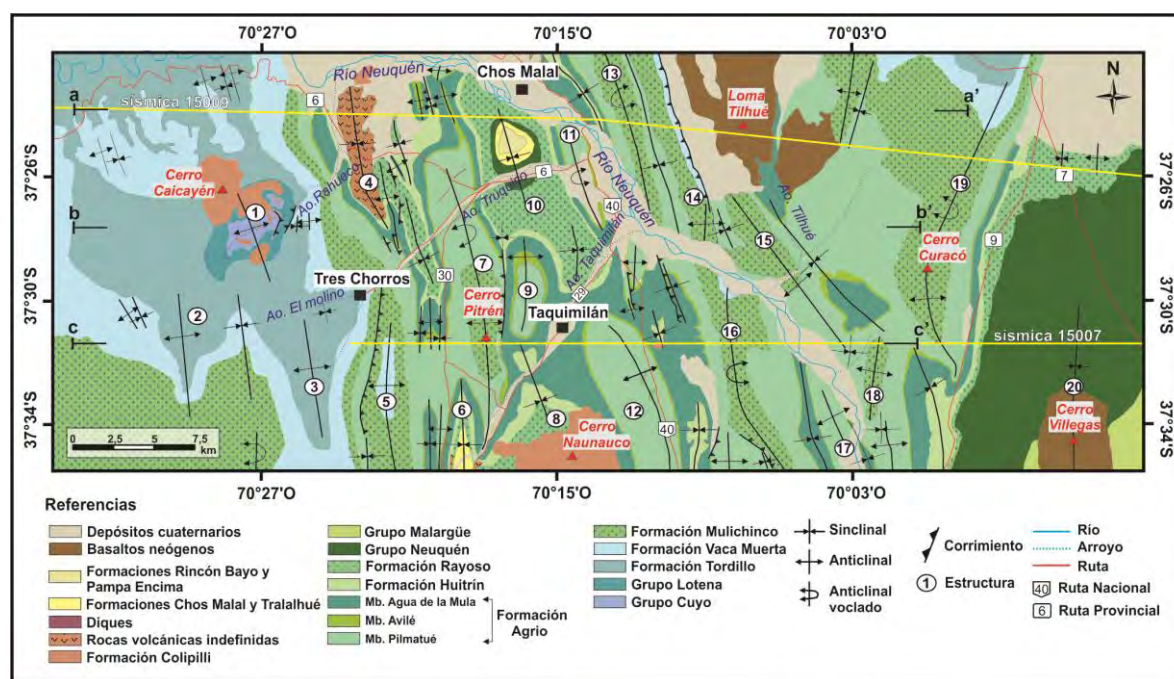


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado del área de estudio (detalle en mapa Anexo). 1. Anticlinal Rahuco, 2. Anticlinal El Cholar 3. Anticlinal Manzano. 4. Sinclinal Rahuco, 5. Anticlinal Tres Chorros, 6. Sinclinal Tralalhué, 7. Anticlinal Cerro Pitrén, 8. Sinclinal Naunauco, 9. Anticlinal Taquimilán Centro, 10. Sinclinal Truquico, 11. Anticlinal Truquico, 12. Anticlinal Taquimilán, 13. Anticlinal Tilhué Oeste, 14. Anticlinal Tilhué Este, 15. Anticlinal Pampa Tilhué, 16. Anticlinal Maitenes, 17. Anticlinal Río Neuquén, 18. Anticlinal San Eduardo, 19. Anticlinal Las Yeseras, 20. Sinclinal Cerro Villegas.

4.1. ZONA NORTE: CERRO CAICAYÉN - CERRO CURACÓ

4.1.1. Anticlinal Rahueco

Esta estructura es un gran anticlinorio de aproximadamente 13 kilómetros de ancho de afloramiento, localizada a lo largo del arroyo Rahueco al sur del cerro Caicayén (Fig. 4.1). El pliegue tiene un eje doblemente buzante hacia el noroeste y el sureste, y en su núcleo aflora la Formación Los Molles, la cual representa la unidad más antigua expuesta en esta región de la faja corrida y plegada del Agrio (Fig. 4.1). El limbo occidental del anticlinal tiene un buzamiento de bajo ángulo (10° - 30°) en dirección suroeste, medido en las rocas expuestas de los grupos Cuyo, Lotena, y la sección inferior del Grupo Mendoza (formaciones Tordillo y Vaca Muerta). Por otro lado, en el limbo frontal del anticlinal afloran las unidades pertenecientes a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio. En este flanco oriental de la estructura, las unidades de los grupos Cuyo y Lotena poseen buzamientos de 35° - 40° E, pero a partir del Grupo Mendoza los buzamientos aumentan a 70° y 80° E-NE (Fig. 4.2). A su vez, la Formación Vaca Muerta muestra un plegamiento de menor escala compuesto por dos pares de anticlinales y sinclinales, generando un ancho de afloramiento mayor a 1000 metros. Además, en el limbo frontal de esta gran estructura anticlinal se observaron dos retrocorrimientos que producen pliegues apretados tipo “Z”, ambos con vergencia occidental, particularmente visibles en las capas de la Formación Tábanos (Figs. 4.3 a y b).



Figura 4.2. Limbo frontal de la estructura Rahuco.



Figura 4.3. a) Retrocorrimientos en el limbo frontal del anticlinal Rahuco. b) Imagen satelital del repliegue "Z" en la Formación Tábanos.

Al noroeste del anticlinal Rahuco, afloran las formaciones Tordillo y Vaca Muerta a lo largo de la margen sur del Río Neuquén (Fig. 4.1). En esta zona, las areniscas rojizas de la Formación Tordillo se muestran intensamente afectadas por fallamiento tanto de tipo inverso como normal y también por pliegues asociados a corrimientos (Figs. 4.4 a, b y c).

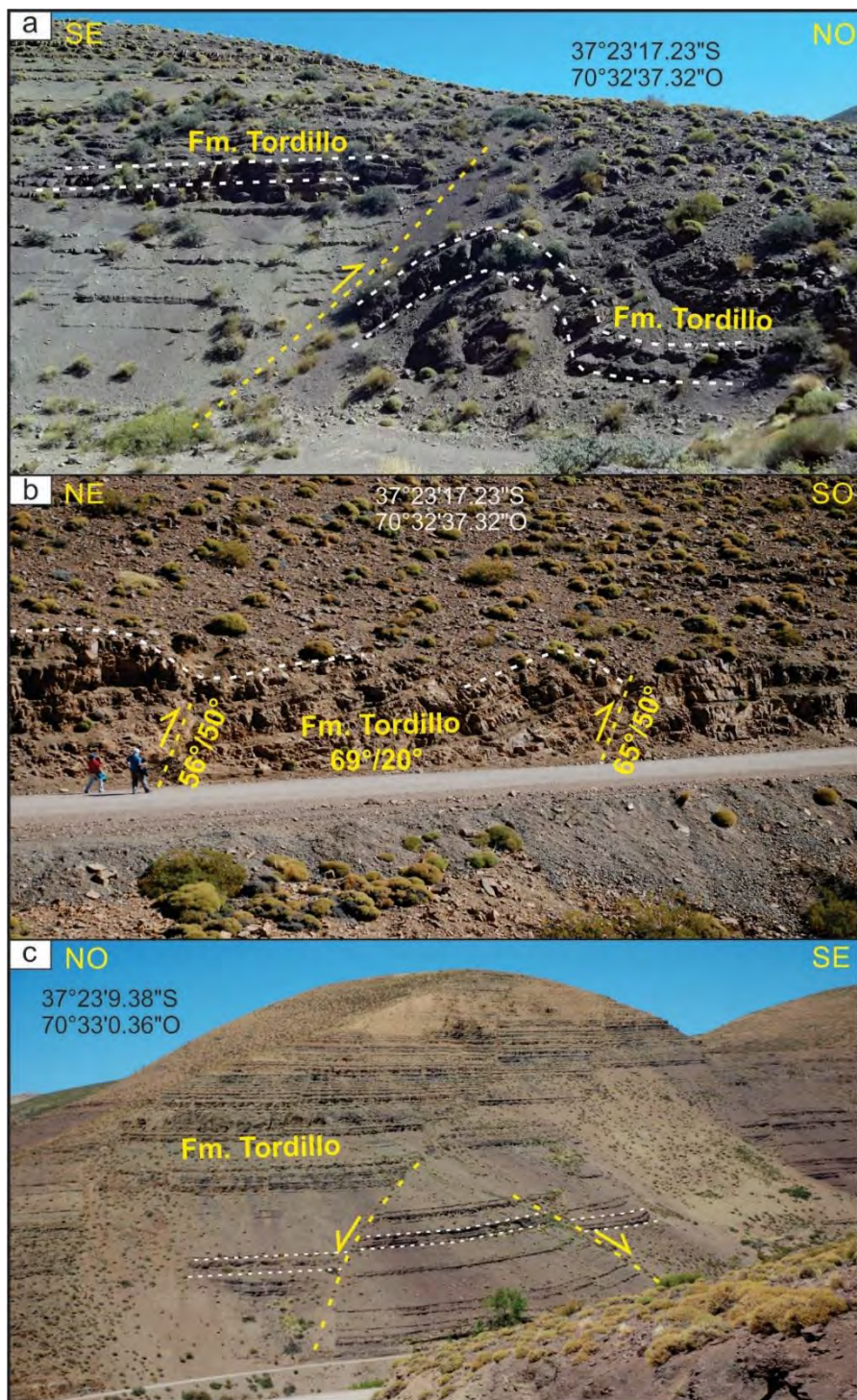


Figura 4.4. a) Falla inversa que afecta la Formación Tordillo. b) Dos pequeños corrimientos que forman dos pliegues con vergencia al suroeste. c) Fallas normales de pequeña escala.

4.1.2. Sinclinal Rahueco

Hacia el este del anticlinal Rahueco se observa un sinclinorio en cuyo núcleo afloran coladas y brechas volcánicas levemente plegadas, las cuales cubren en discordancia al Grupo Bajada del Agrio (Figs. 4.5 a y b). Dentro del sinclinorio es posible observar varios pliegues de escasa longitud de onda que afectan a las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso.

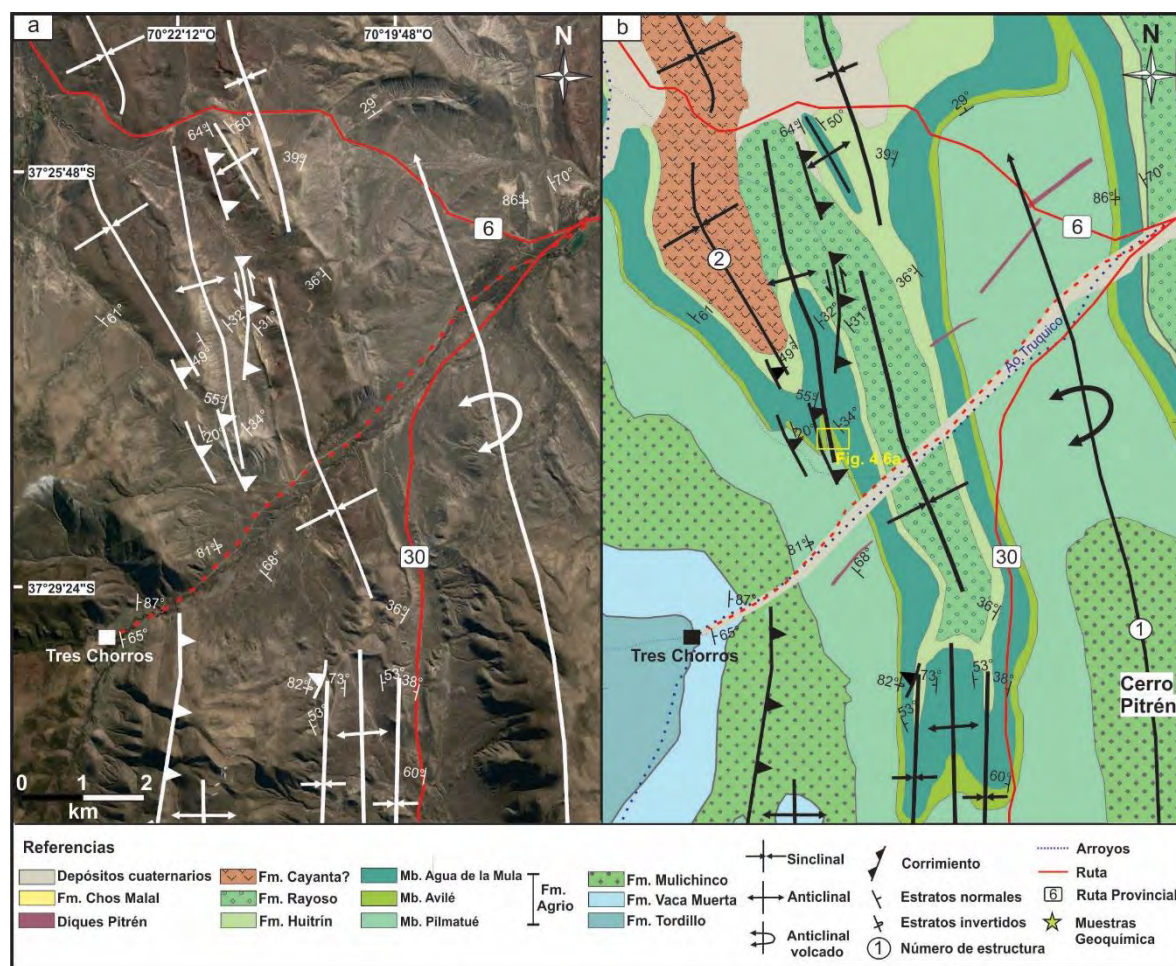


Figura 4.5. a-b) Mapa geológico de las estructuras entre el anticlinal cerro Pitrén (1) y el sinclinal Rahueco (2).

De oeste a este, se reconoce, en primera medida, un anticlinal apretado de 1 km de longitud de onda aproximadamente (Fig. 4.6 a). Este pliegue presenta una vergencia hacia el oeste, donde su flanco occidental inclina 50° en dirección oeste-suroeste, y en su núcleo aflora el

Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 4.6 b). En el limbo dorsal de la estructura fue posible identificar un retrocorrimiento denominado Pitrén, donde en la zona de falla se reconocen estrías, escalones y pliegues de arrastre (Figs. 4.6 c y d). Con respecto a la falla, se obtuvo una orientación promedio de $092^{\circ}/54^{\circ}$ (Figs. 4.7 a y b). Las estrías registradas en la zona de falla presentan un pitch que varía entre 5° a 60° hacia el sur (Fig. 4.7 c). En algunos escalones presentes en el plano de falla indican también una fuerte componente de rumbo sinistral. Por lo tanto, la falla presente en este sector podría considerarse con desplazamiento oblicuo tanto con movimiento en la componente vertical como en la horizontal.

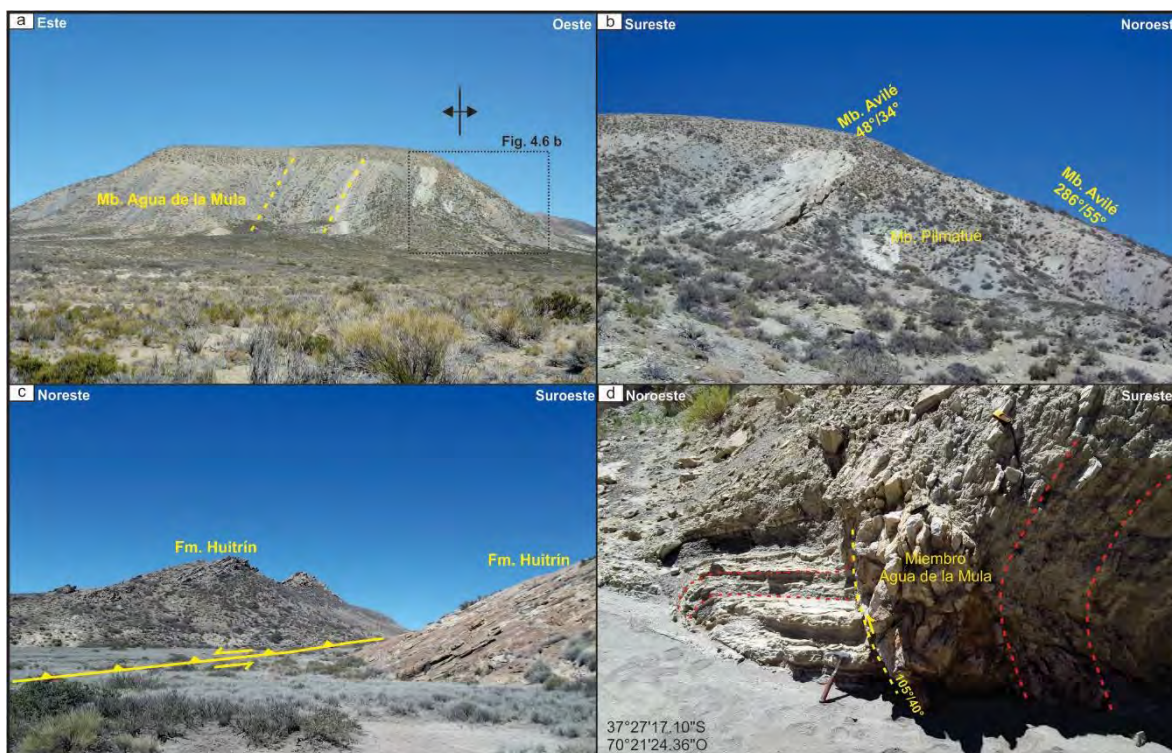


Figura 4.6. a) Vista hacia el sur del anticlinal ubicado al sureste del sinclinal Rahueco. b) Núcleo del pliegue donde se observa al Miembro Pilmatué. c) Repetición tectónica de la Formación Huitrín. d) Retrocorrimiento Pitrén afectando al Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio en donde se observa un pequeño pliegue de arrastre al noroeste de dicha falla.

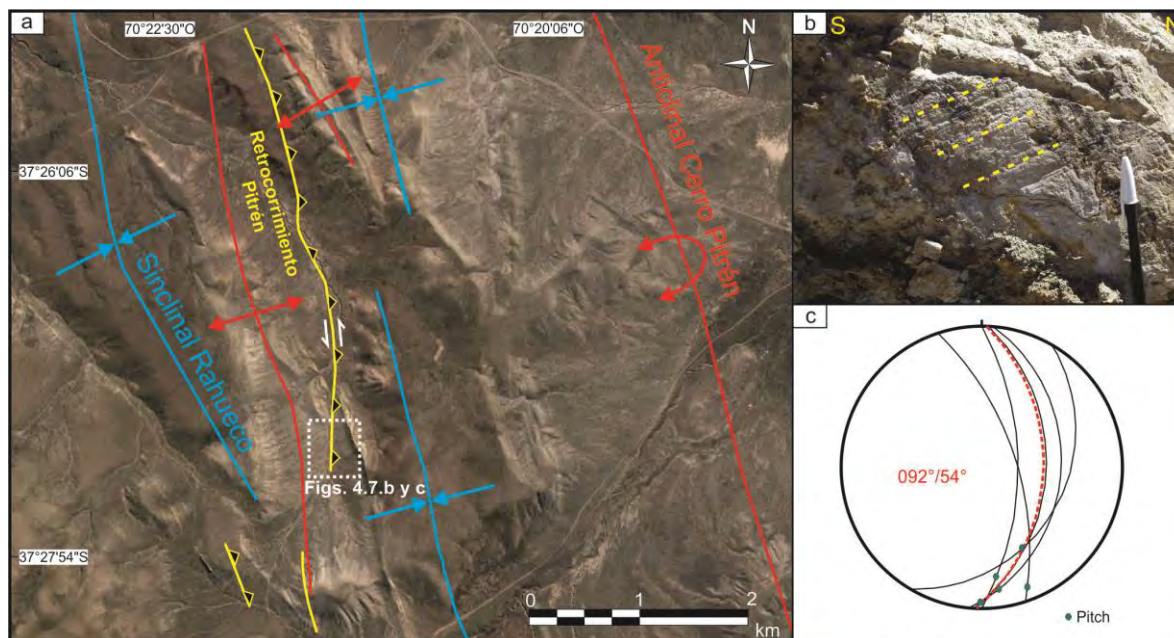


Figura 4.7. a) Estructuras presentes entre el sinclinal Rahueco y el anticlinal cerro Pitrén. b) Estrías en el plano del retrocorrimiento Pitrén. c) Proyección estereográfica de los planos que contenían a las estrías y los pitch correspondientes.

Hacia el noreste de esta última estructura, en cercanía de la ruta 6, se encuentra un anticlinal con vergencia al oeste en cuyo núcleo aflora el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio, y hacia sus limbos, se reconocen las formaciones Huitrín y Rayoso (Fig. 4.8 a). Este anticlinal presenta un eje buzante hacia el norte, en donde, cruzando la ruta 6, aparecen las pelitas rojizas y evaporitas de la Formación Rayoso. El limbo occidental del anticlinal buza 64° SO, mientras que su limbo oriental, 40° NE. Esta estructura de vergencia occidental podría estar asociada al retrocorrimiento Pitrén, que aflora en el flanco oeste del anticlinal (Fig. 4.7 a). Además, en el núcleo del pliegue se registraron corrimientos buzantes al suroeste (Fig. 4.8 b), los cuales se pueden considerar como fallas de acomodación, que empleando la clasificación de Mitra (2002) corresponderían a *into-anticline thrusts*.

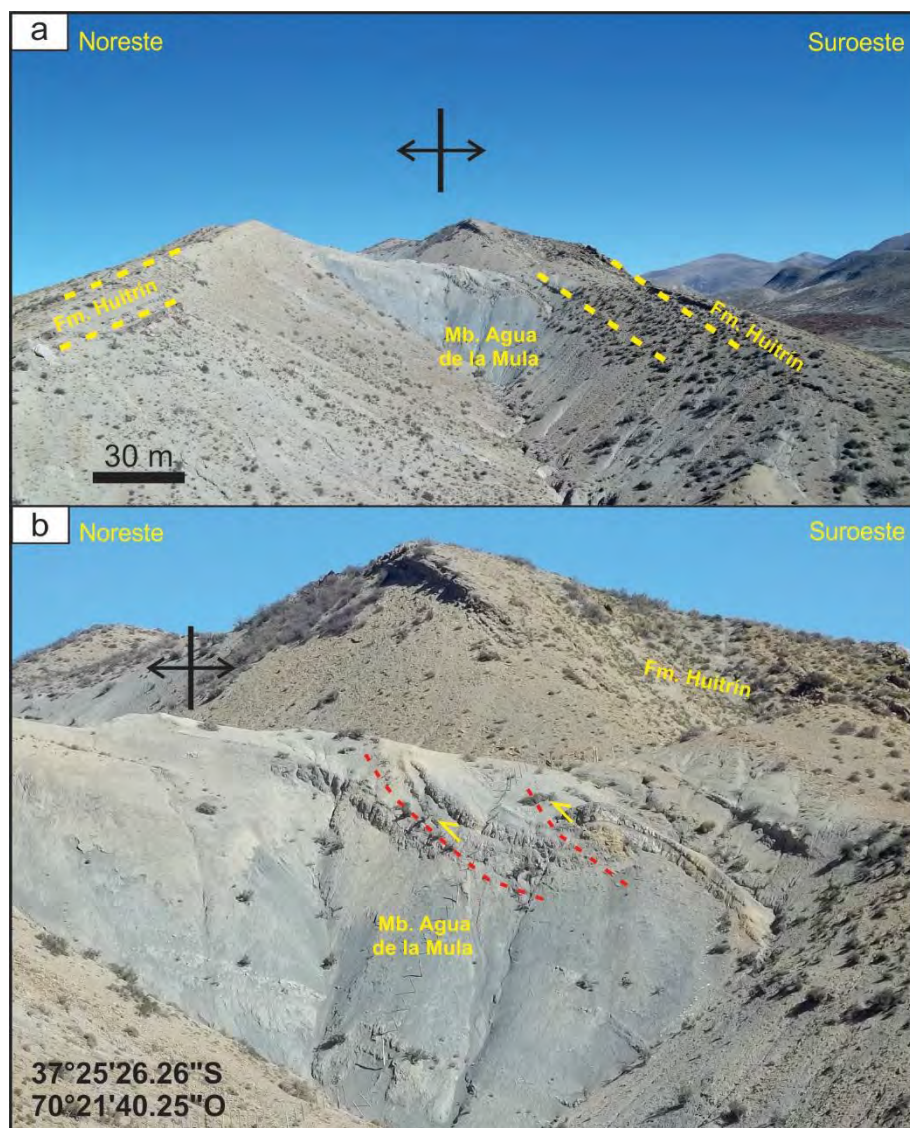


Figura 4.8. a) Pelitas y calizas del Mb. Agua de la Mula en el núcleo del anticlinal con vergencia al suroeste. b) Corrimientos buzantes al suroeste en el núcleo del anticlinal (*into-anticline thrust*).

4.1.3. Anticlinal Cerro Pitrén

Hacia el este del sinclinal Rahueco, se localiza una estructura de aproximadamente seis kilómetros de longitud de onda, denominada anticlinal Cerro Pitrén (Cervera y Leanza 2009). En el núcleo del pliegue aflora la Formación Mulichinco (Fig. 4.9), mientras que hacia el norte y el sur se halla expuesta la Formación Agrio, evidenciando un eje doblemente buzante

en esas direcciones. El limbo occidental del anticlinal Cerro Pitrén buza 25° - 35° SO mientras que su flanco oriental presenta buzamientos altos e incluso invertidos inclinando hacia el oeste, lo que permite interpretar la vergencia del pliegue en dirección al este (Fig. 4.5). Al sur del área de estudio dicho pliegue es cabalgado hacia el este sobre el anticlinal Taquimilán Centro por un corrimiento que localmente alcanza la superficie (Fig. 4.1). Hacia el norte de la ruta 6 este anticlinal se hunde y se registran pliegues apretados con dimensiones menores que el anticlinal Cerro Pitrén los cuales afectan a las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso (ver capítulo 4.1.4). En las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, sobre la ruta 6, se registraron diques subvolcánicos subverticales con rumbo NE-SO, que se emplazan oblicuamente al eje del anticlinal (Fig. 4.5). La composición, características y distribución de dichos diques serán descripta en el capítulo 7.

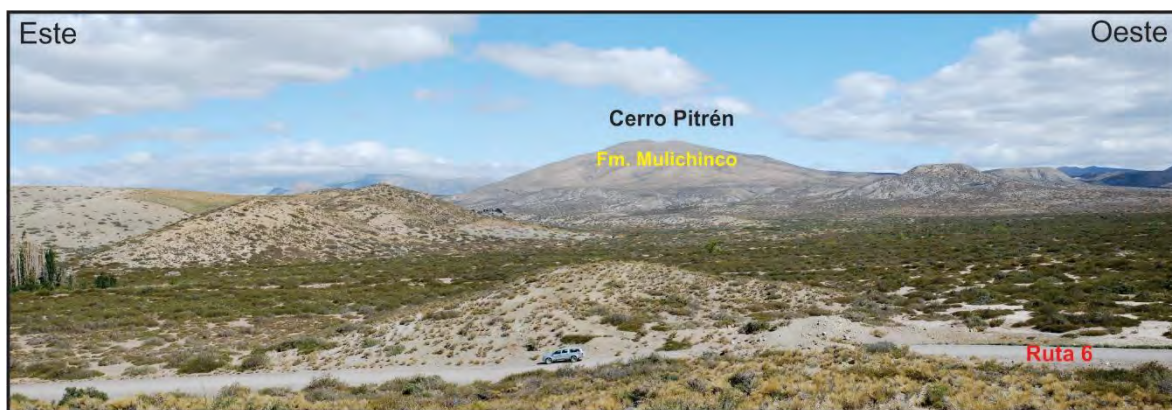


Figura 4.9. Panorámica E-O del cerro Pitrén.

4.1.4. Estructuras al norte del cerro Pitrén

Al oeste de Chos Malal y norte del cerro Pitrén se ubican unas estructuras que afectan a las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso (Figs. 4.10 a y b). En dicha zona se encuentran dos anticlinales de 2-3 km de longitud de onda con vergencia oriental en cuyos núcleos afloran las areniscas del Miembro Avilé (Figs. 4.10 c y d). Por otra parte, en el núcleo del sinclinal ubicado entre ambos anticlinales aflora la Formación Rayoso y su limbo occidental se encuentra afectado por un corrimiento con vergencia al este (Fig. 4.10 b).

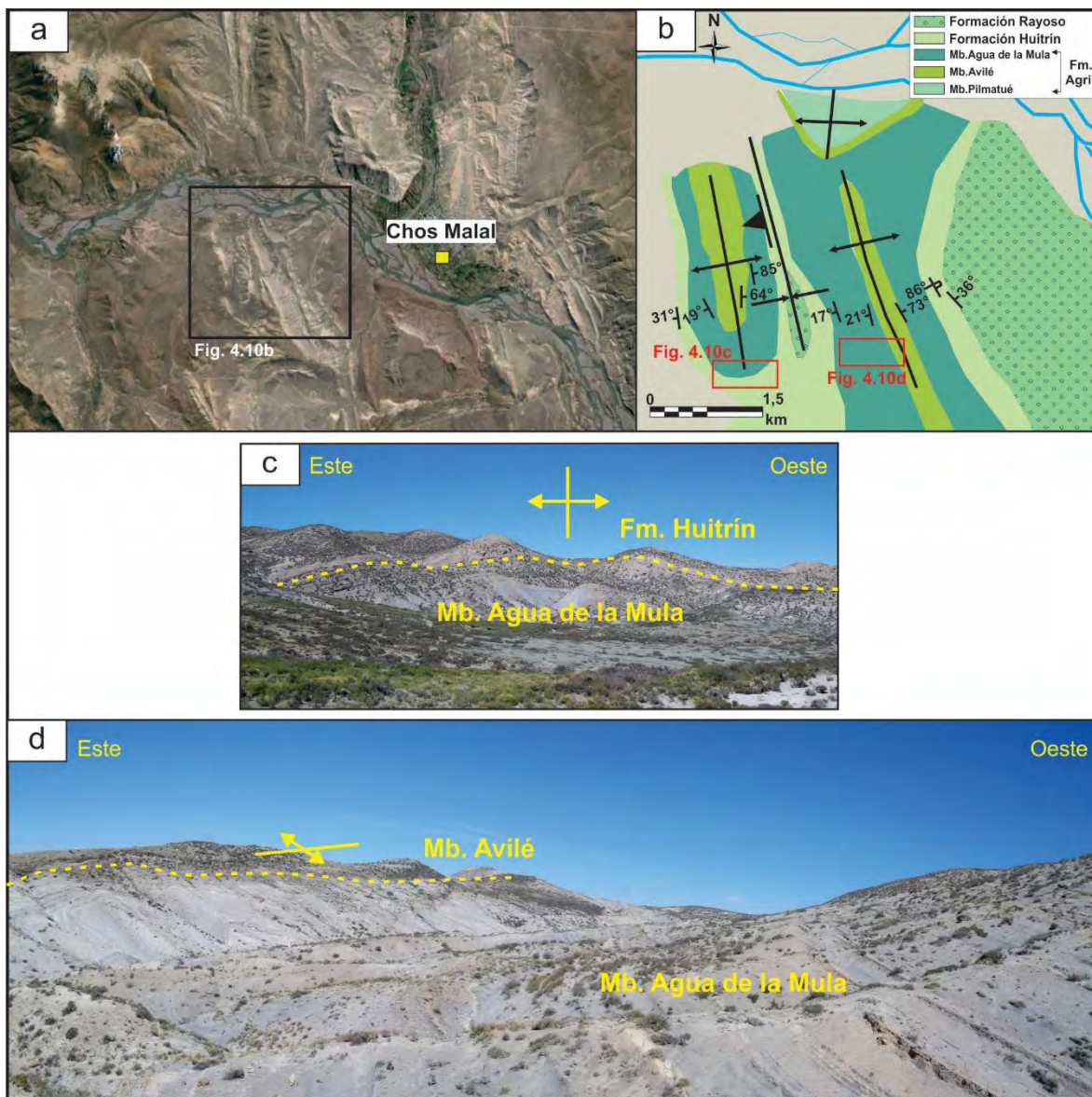


Figura 4.10. a) Imagen de ubicación de las estructuras. b) Mapa geológico de las estructuras al norte del cerro Pitrén. c) Anticlinal occidental. d) Anticlinal oriental.

4.1.5. Sinclinal Truquico

Esta estructura se ubica al suroeste de la localidad de Chos Malal y en su núcleo afloran las formaciones Chos Malal, Rincón Bayo y Pampa Encima, en donde estas últimas dos unidades se encuentran subhorizontales y yacen en discordancia angular sobre la Formación Chos Malal (Cervera y Leanza 2009). En el limbo occidental del pliegue, luego de las capas

invertidas del anticlinal Cerro Pitrén, el buzamiento disminuye gradualmente y en la Formación Rayoso como también en el Grupo Neuquén los estratos se presentan en posición normal con inclinaciones entre 35° y 40° hacia el noreste (Fig. 4.11).

En el flanco occidental del sinclinal Truquico, la Formación Chos Malal presenta buzamientos similares a los medidos en la Formación Rayoso y Grupo Neuquén, los cuales disminuyen gradualmente hacia el núcleo del pliegue. Por otra parte, en el flanco oriental, la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén poseen buzamientos del orden de los 30° hacia el oeste (Fig. 4.11). En este sector, Cervera y Leanza (2009) registraron una discordancia angular entre la Formación Chos Malal ($257^\circ/17^\circ$) y las unidades subyacentes ($240^\circ/24^\circ$).

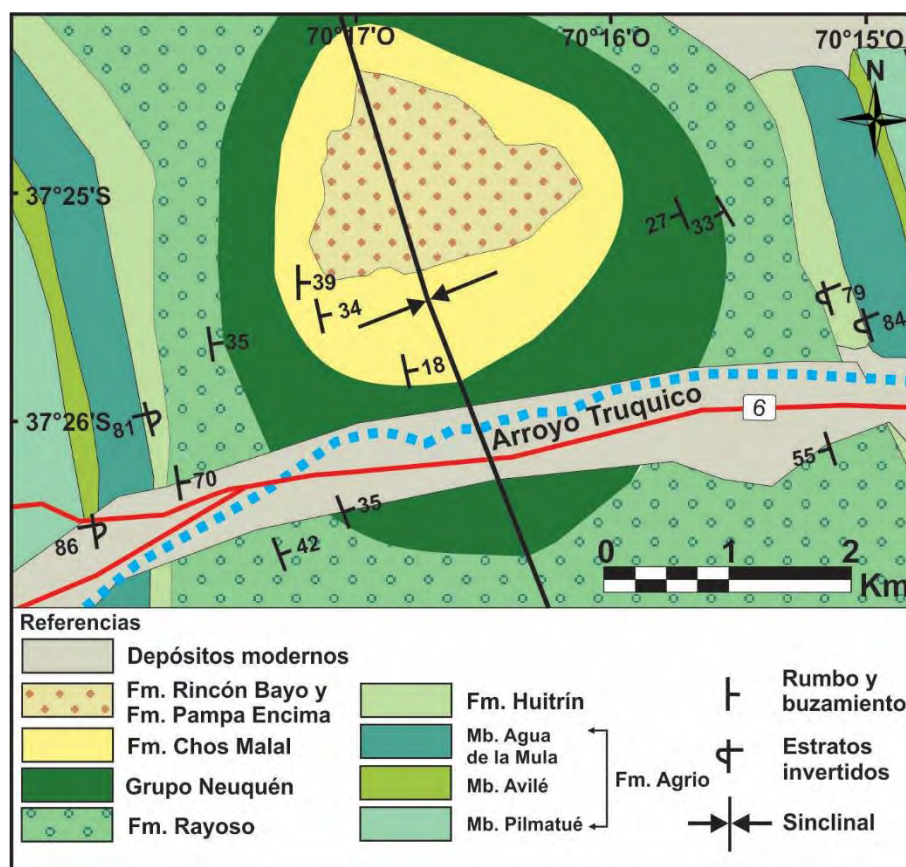


Figura 4.11. Mapa geológico del sinclinal Truquico.

4.1.6. Anticlinal Truquico

En la intersección entre la ruta nacional 40 y la ruta provincial 6, se encuentra un anticlinal con vergencia al oeste, en cuyo núcleo afloran las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Figs. 4.12 a y b). El limbo frontal del pliegue presenta estratos con buzamientos entre 80° - 85° en dirección oeste, que en algunos casos llegan a invertirse, corroborado por estructuras sedimentarias (Fig. 4.12 c). Adicionalmente, las capas de la Formación Rayoso en este flanco del pliegue se encuentran localmente muy disturbadas evidenciando una importante deformación. Por otra parte, el limbo trasero del anticlinal Truquico se encuentra bien expuesto en los afloramientos del Miembro Avilé sobre la ruta 40 y tiene un buzamiento constante de 20° hacia el este-noreste (Fig. 4.12 b).

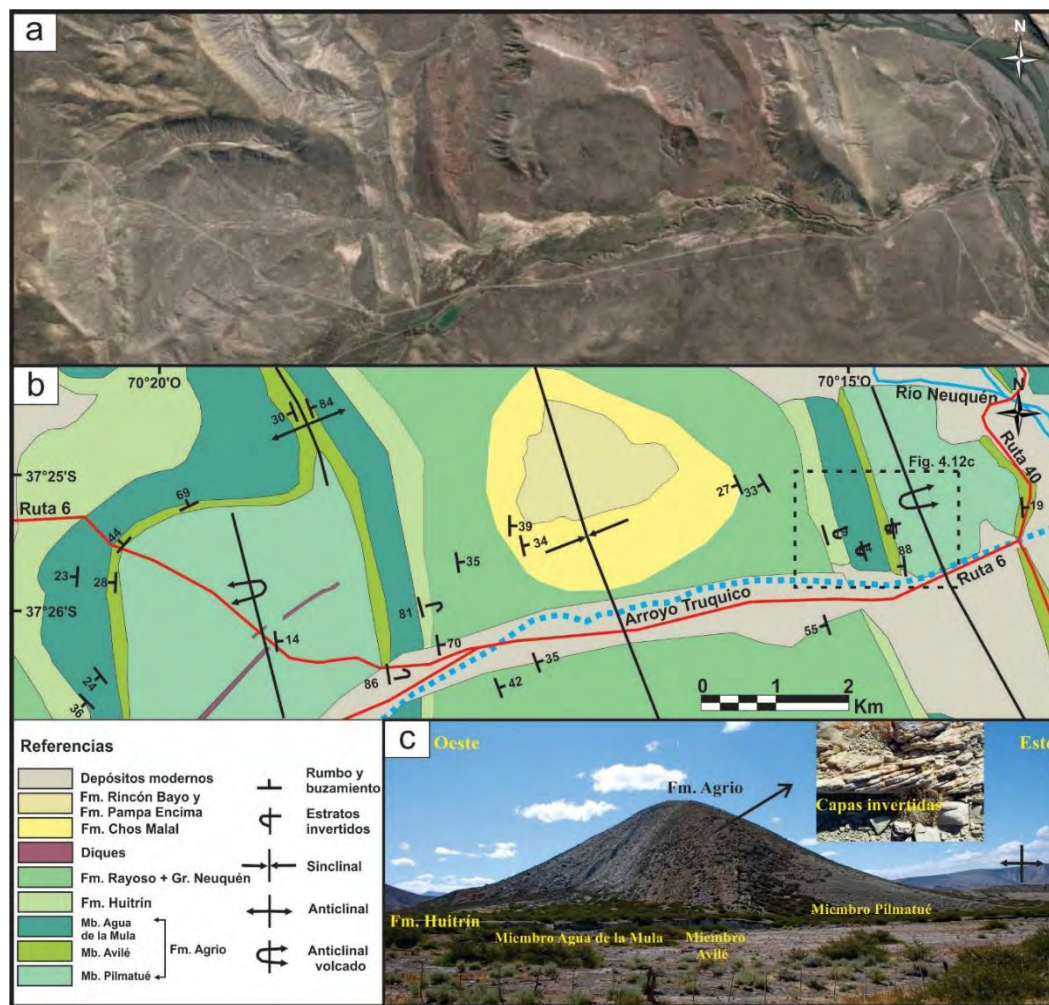


Figura 4.12. a) Imagen satelital entre los anticlinales Cerro Pitrén y Truquico. b) Mapa geológico del área con los datos estructurales. c) Limbo occidental del anticlinal Truquico.

4.1.7. Estructuras de la Loma Tilhué

Esta región elevada al este de la localidad de Chos Malal se caracteriza por presentar sinclinales-anticlinales, de 3 a 4 kilómetros de longitud de onda y con rumbo NNO-SSE, los cuales involucran principalmente al Grupo Mendoza (Figs. 4.13 a y b). En los núcleos de los anticlinales aflora la Formación Mulichinco, exceptuando el anticlinal Tilhué Este en el cual es posible reconocer además a la Formación Vaca Muerta (Fig. 4.13 a). El anticlinal Tilhué Oeste se encuentra en el flanco occidental de la Loma Tilhué. Este pliegue presenta vergencia hacia el oeste, evidenciado por los estratos invertidos del Miembro Avilé buzantes al noreste en su limbo frontal. En la zona central de la Loma Tilhué se localiza el anticlinal Tilhué Este, de vergencia oriental, cuya charnela se observa con claridad en la margen norte del Río Neuquén. Hacia el noreste, este pliegue está cortado por un corrimiento buzante al oeste que permitió dejar expuesta a la Formación Vaca Muerta (Fig. 4.13 a). Siguiendo hacia el este, se ubican las estructuras denominadas anticlinal-sinclinal Pampa Tilhué (Fig. 4.13 b y 4.14 a). En el norte de dicho anticlinal (Figs. 4.14 b y c), el limbo frontal presenta buzamientos que pasan desde 45° a 80° en dirección noreste, y su limbo occidental tiene inclinaciones de 56° hacia el suroeste, lo que refleja una vergencia del pliegue hacia el este. Sin embargo, hacia el sur el anticlinal Pampa Tilhué tiene una charnela amplia y subhorizontal y ambos flancos buzantes en el orden de los 60° en sentidos opuestos (Fig. 4.14 d). Hacia el este de este pliegue, se ubica el sinclinal Pampa Tilhué y en su núcleo aflora el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Fig. 4.13 a). El limbo oriental tiene bajo buzamiento, entre 11° y 18° en dirección suroeste, mientras que el occidental tiene inclinaciones altas hacia el noreste tal como se mencionó anteriormente en el anticlinal Pampa Tilhué.

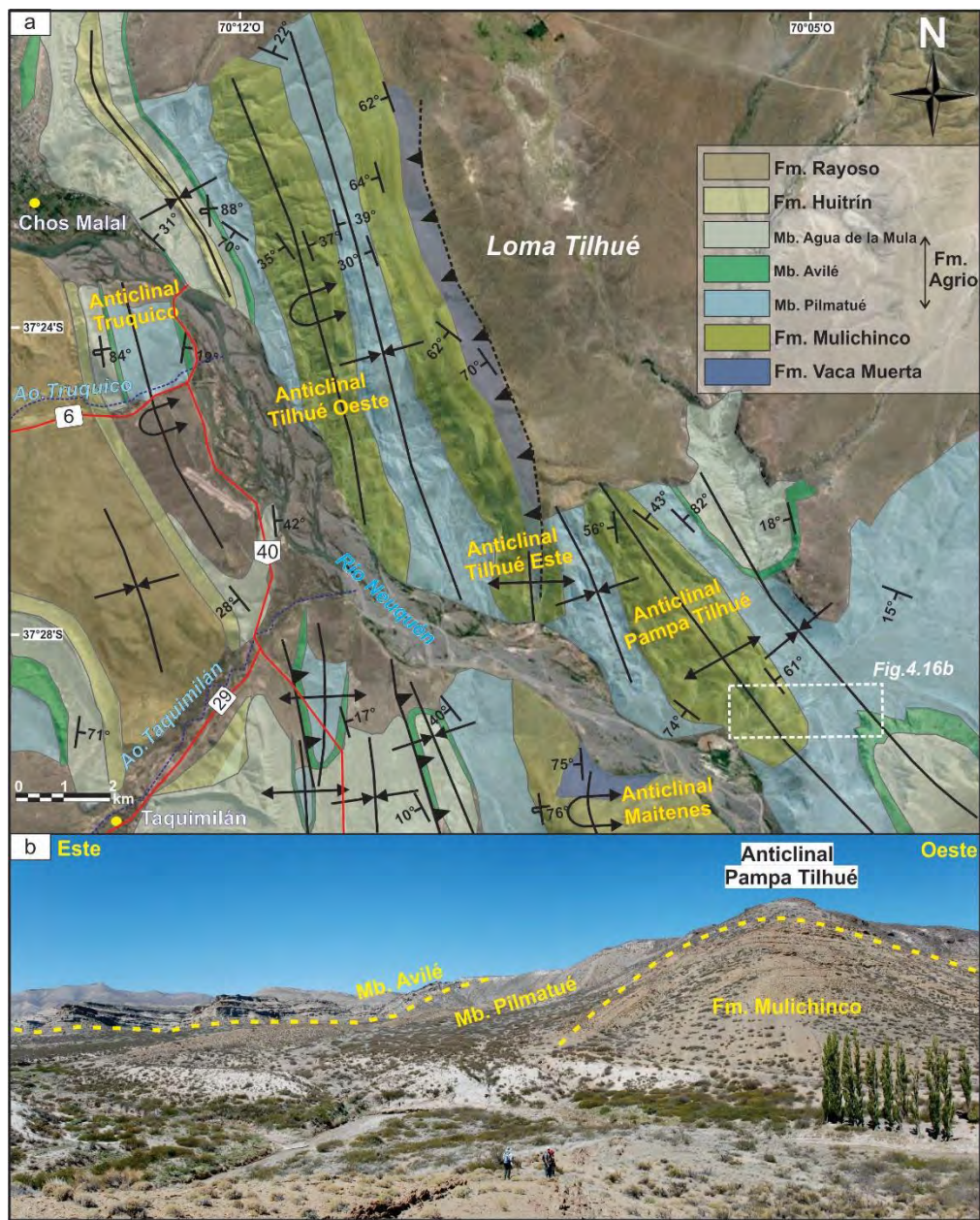


Figura 4.13. a) Imagen satelital de la Loma Tilhué. b) Limbo oriental del anticlinal Pampa Tilhué.

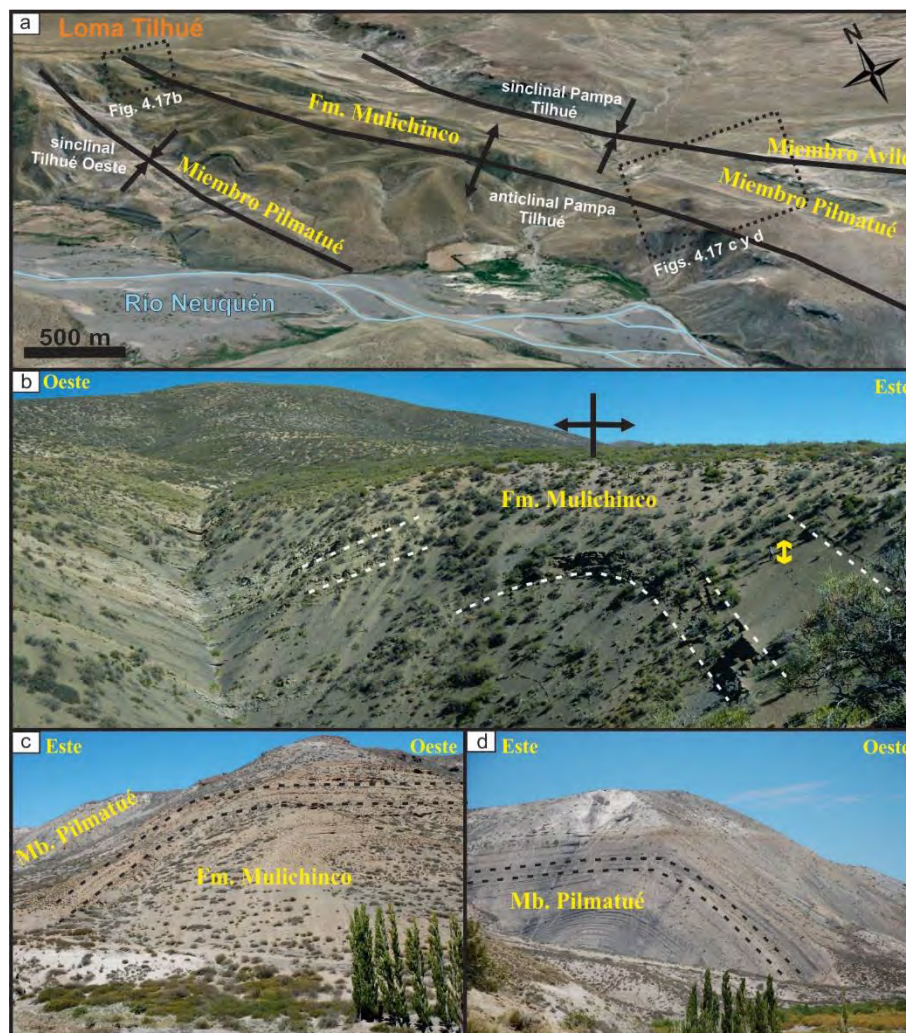


Figura 4.14. a) Imagen satelital del anticlinal-sinclinal Pampa Tilhué. b) Charnela del anticlinal Pampa Tilhué hacia el norte. c) y d) Limbo oriental y occidental del anticlinal hacia el sur, respectivamente.

4.1.8. Anticlinales Las Yeseras y Curacó

El anticlinal Las Yeseras se localiza en el extremo este de la zona de estudio y se trata de un anticlinal con una extensión de más de 40 kilómetros aproximadamente en sentido norte-sur (Fig. 4.15). A la latitud de Chos Malal ($37^{\circ}23'S$) en dicha estructura aflora en el núcleo la Formación Mulichinco (Fig. 4.1), pero hacia el norte, en la laguna Auquínco llega a exponerse el yeso de la Formación Auquilco. El pliegue tiene un limbo occidental extendido de bajo ángulo de buzamiento (10° - 20° O-SO) y un limbo oriental con estratos invertidos y

buzamientos altos, características que indica una clara vergencia oriental. La estructura Las Yeseras ha sido interpretada como una estructura de piel gruesa debido a la participación del basamento en la deformación (Kozłowski *et al.* 1998, Zapata *et al.* 1999, Turienzo *et al.* 2018). Hacia el sur, a la latitud de Taquimilán ($37^{\circ}30'S$) el pliegue Las Yeseras se hunde en esa dirección reduciendo su extensión oeste-este. A partir de esa zona, aparece el anticlinal Curacó en donde aflora en su núcleo la Formación Mulichinco. Este pliegue presenta un limbo occidental con buzamientos mayores a 70° (Fig. 4.15), mientras que el limbo oriental, tiene buzamientos de 80° en la Formación Huitrín marcando una doble vergencia. A diferencia del anticlinal Las Yeseras, el pliegue Curacó corresponde a una estructura de piel fina debido a la longitud de onda del plegamiento y a que en su deformación solo se involucran unidades del Grupo Mendoza.

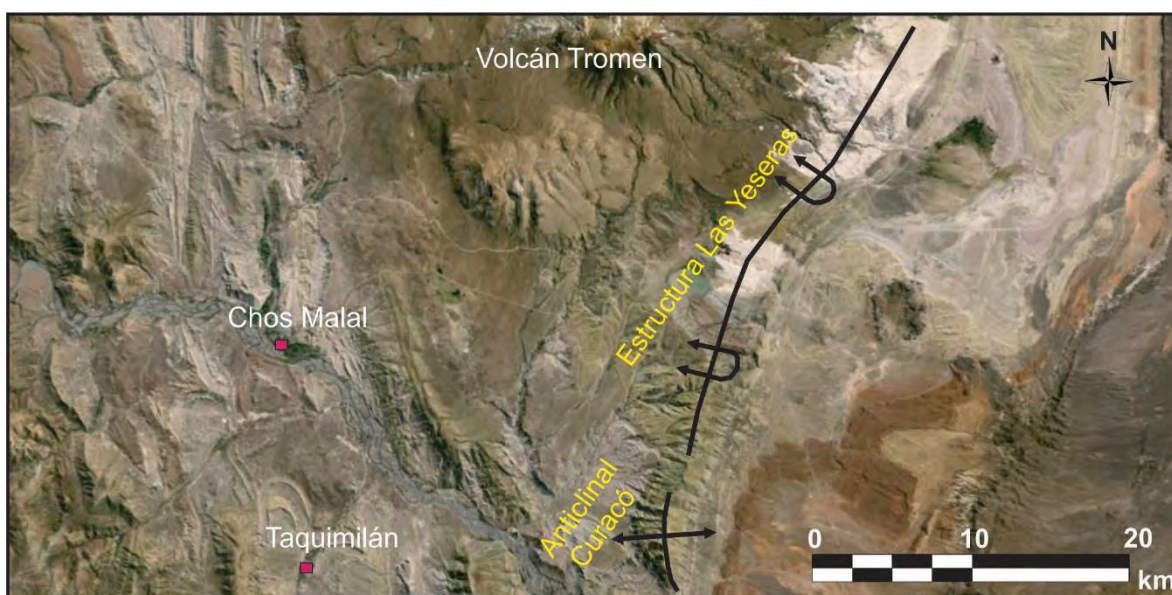


Figura 4.15. Ubicación de las estructuras Las Yeseras (piel gruesa) y Curacó (piel fina).

4.2. ZONA SUR: TRES CHORROS - CERRO VILLEGAS

4.2.1. Anticlinales El Cholar y Manzano

Hacia el oeste de Tres Chorros se exponen dos anticlinales denominados El Cholar y Manzano (Fig. 4.16). Dichas estructuras tienen vergencia oriental con longitudes de onda entre 7 y 9 kilómetros en cuyos núcleos aflora la Formación Tordillo. Los limbos frontales de ambos anticlinales tienen un buzamiento entre 50° y 60° NE (Fig. 4.17 a), mientras que los limbos occidentales tienen bajo ángulo de buzamiento (15° - 30°) hacia el O-SO (Fig. 4.17 b).

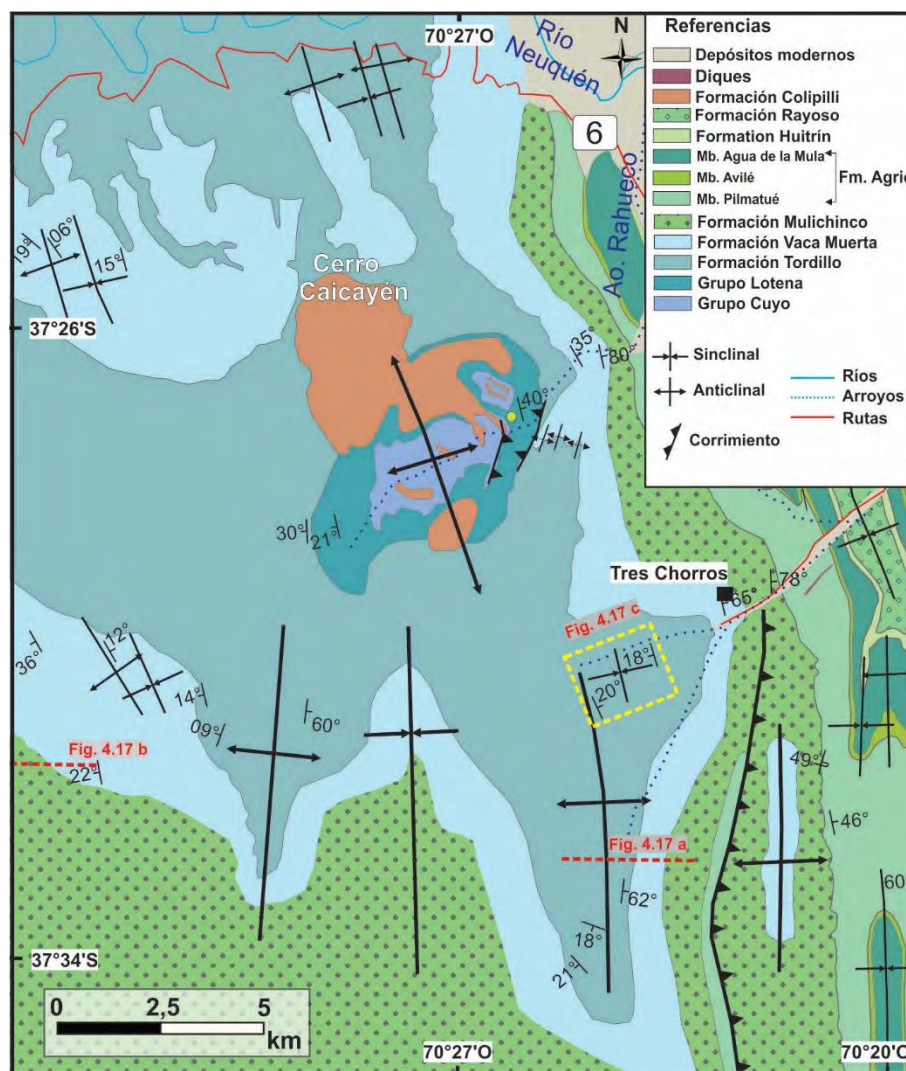


Figura 4.16. Mapa geológico de los anticlinales El Cholar, Manzano y Rahueco.

En el limbo frontal del anticlinal Manzano, cerca de Tres Chorros, se registraron un sinclinal y anticlinal de 400 metros de longitud de onda aproximadamente que afectan a la Formación Tordillo (Fig. 4.17 c). El buzamiento de ambos limbos es bajo y hacia el norte del Arroyo Los Molinos el sinclinal se pierde, solo se observa el limbo oriental del anticlinal.

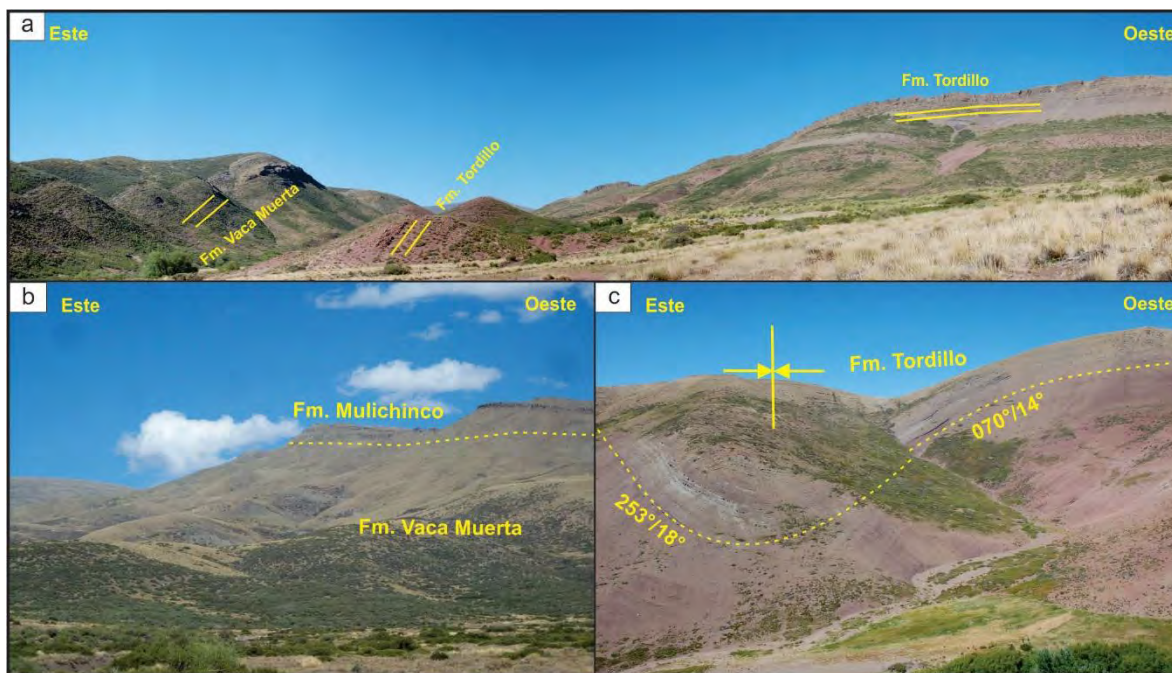


Figura 4.17. a) Limbo frontal del anticlinal Manzano. b) Limbo occidental del anticlinal El Cholar. c) Sinclinal en el limbo frontal de la estructura Manzano.

4.2.2. Anticlinal Tres Chorros

Hacia el este de Tres Chorros, hay un anticlinal el cual tiene en su núcleo a la Formación Vaca Muerta (Figs. 4.18 y 4.19 a). Este pliegue se denomina Tres Chorros y no tiene una vergencia clara debido a que ambos limbos tienen alto buzamiento. En su limbo oriental, los contactos entre las formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio se disponen en algunos sectores invertidos buzantes al suroeste y también con buzamientos altos hacia el noreste. El contacto entre las formaciones Mulichinco y Agrio en este sector del anticlinal se dispone invertido con una orientación de $265^{\circ}/50^{\circ}$, pero a partir del Miembro Avilé, la secuencia buza en posición normal hacia el noreste. Por otra parte, hacia el sur, a lo largo del arroyo

Taquimilán, el pliegue se presenta bi-vergente con buzamientos similares a ambos lados de la charnela (Fig. 4.19 b). Por lo tanto, se destaca que el anticlinal Tres Chorros tiende a variar su vergencia a lo largo del rumbo.

El limbo occidental del anticlinal se encuentra afectado por una falla denominada *retrocorrimiento Tres Chorros*, el cual bascula y falla dicho limbo y produce la repetición de la Formación Mulichinco sobre la Formación Agrio (Fig. 4.18). Las estructuras de subsuelo interpretadas en la sección de la figura 4.18 serán explicadas en el capítulo 6 (Secciones estructurales balanceadas). Hacia el este de Tres Chorros, esta falla continúa, y se registra también una repetición de la Formación Mulichinco donde, además, se observa un pliegue de pocos metros con vergencia al oeste (Fig. 4.19 c). Al oeste de dicho pliegue afloran las pelitas negras y calizas con fósiles de ammonites de la Formación Agrio con buzamiento en posición normal (Figs. 4.19 d).

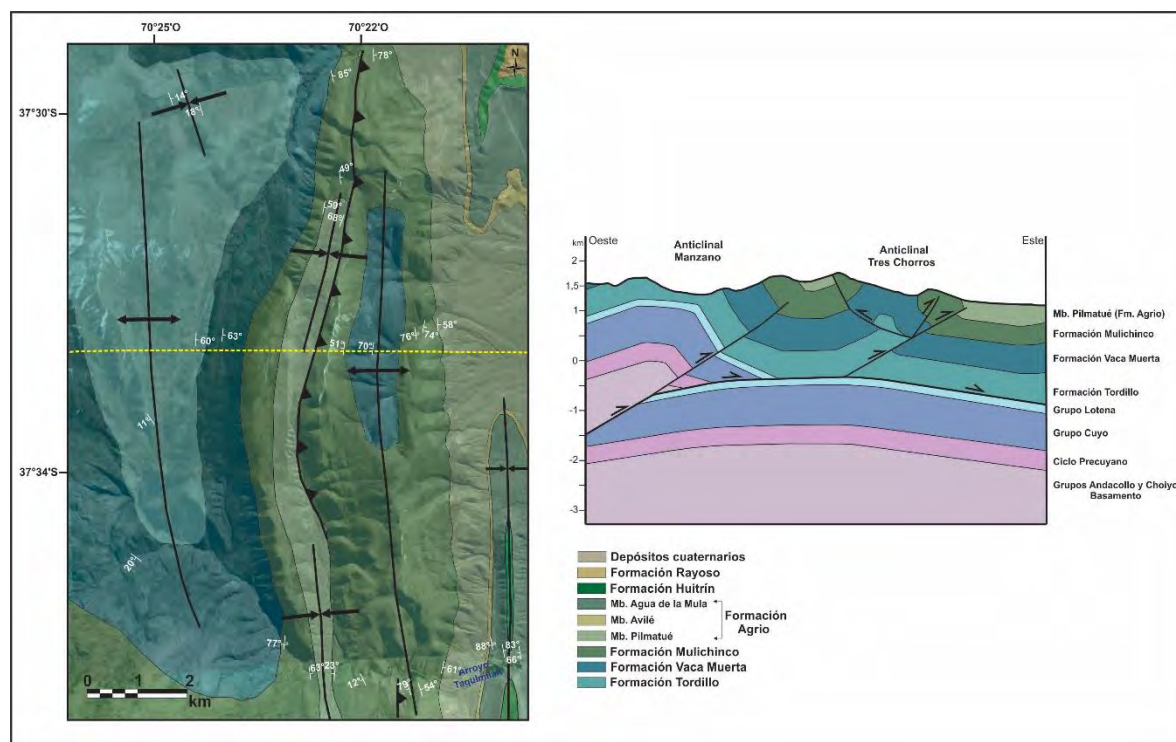


Figura 4.18. Mapa geológico entre el anticlinal Manzano (estructura de basamento) y el anticlinal Tres Chorros (estructura de piel fina) y el perfil estructural entre ambas estructuras.

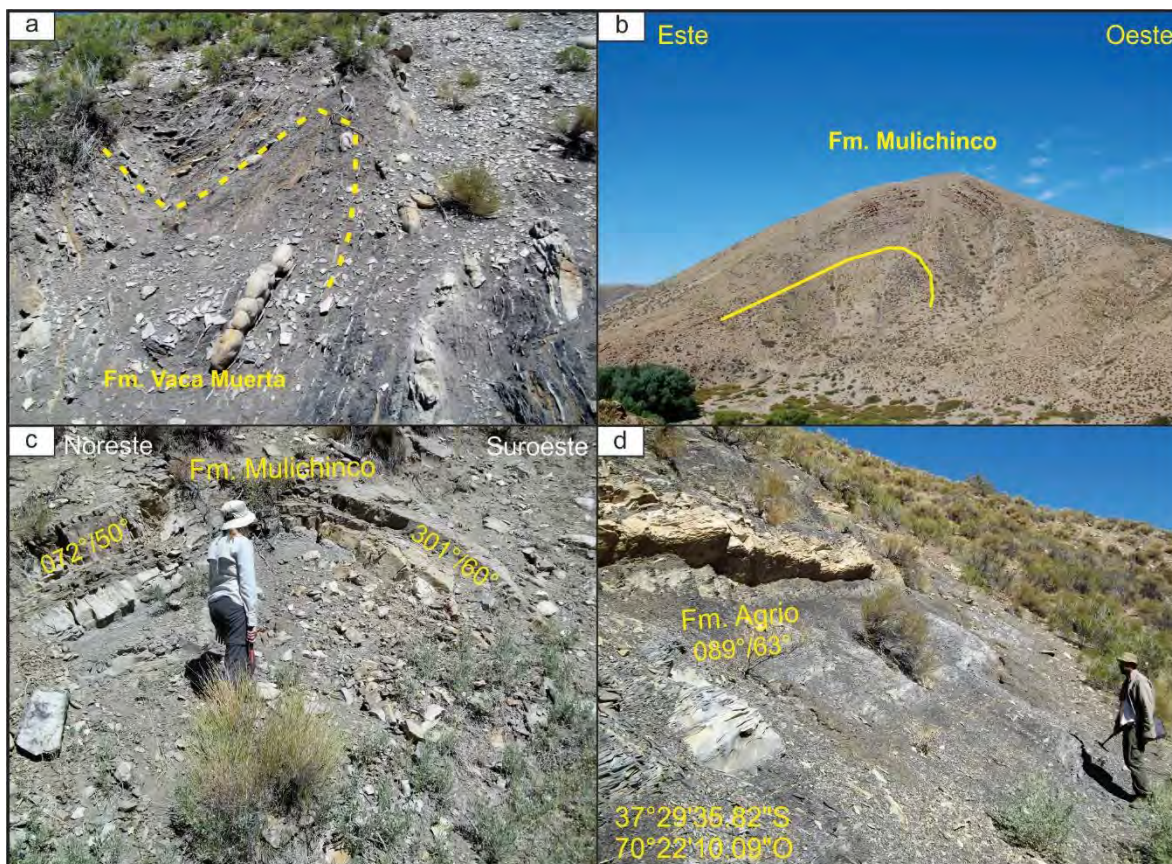


Figura 4.19. a) Formación Vaca Muerta en el núcleo anticlinal Tres Chorros. b) Vista del pliegue al sur a lo largo del arroyo Taquimilán. c) Pequeño anticlinal con vergencia el oeste afectando a la Formación Mulichinco. d) Afloramiento de la Formación Agrio al oeste de la Formación Mulichinco.

4.2.3. Estructuras al oeste del cerro Pitrén

Entre Tres Chorros y el cerro Pitrén, se identificaron pliegues apretados que afectan principalmente a las formaciones Agrio, y Huitrín, y en menor medida a la Formación Rayoso (Figs. 4.20 a y b). La estructura central de estos pliegues es un anticlinal con vergencia al oeste, de tan solo 1 kilómetro de longitud de onda, en cuyo núcleo aflora el Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Figs. 4.21 a y b). El limbo occidental del anticlinal presenta buzamientos entre 70°-74° hacia el O-NO, mientras que, su limbo oriental, tiene un buzamiento entre 50°-55° hacia el E-NE. A ambos lados del anticlinal, se presentan sinclinales apretados en cuyos núcleos aflora la Formación Huitrín. El sinclinal occidental

está afectado por un corrimiento buzante al oeste que produce la repetición tectónica del Miembro Troncoso inferior de la Formación Huitrín (Fig. 4.21 b).

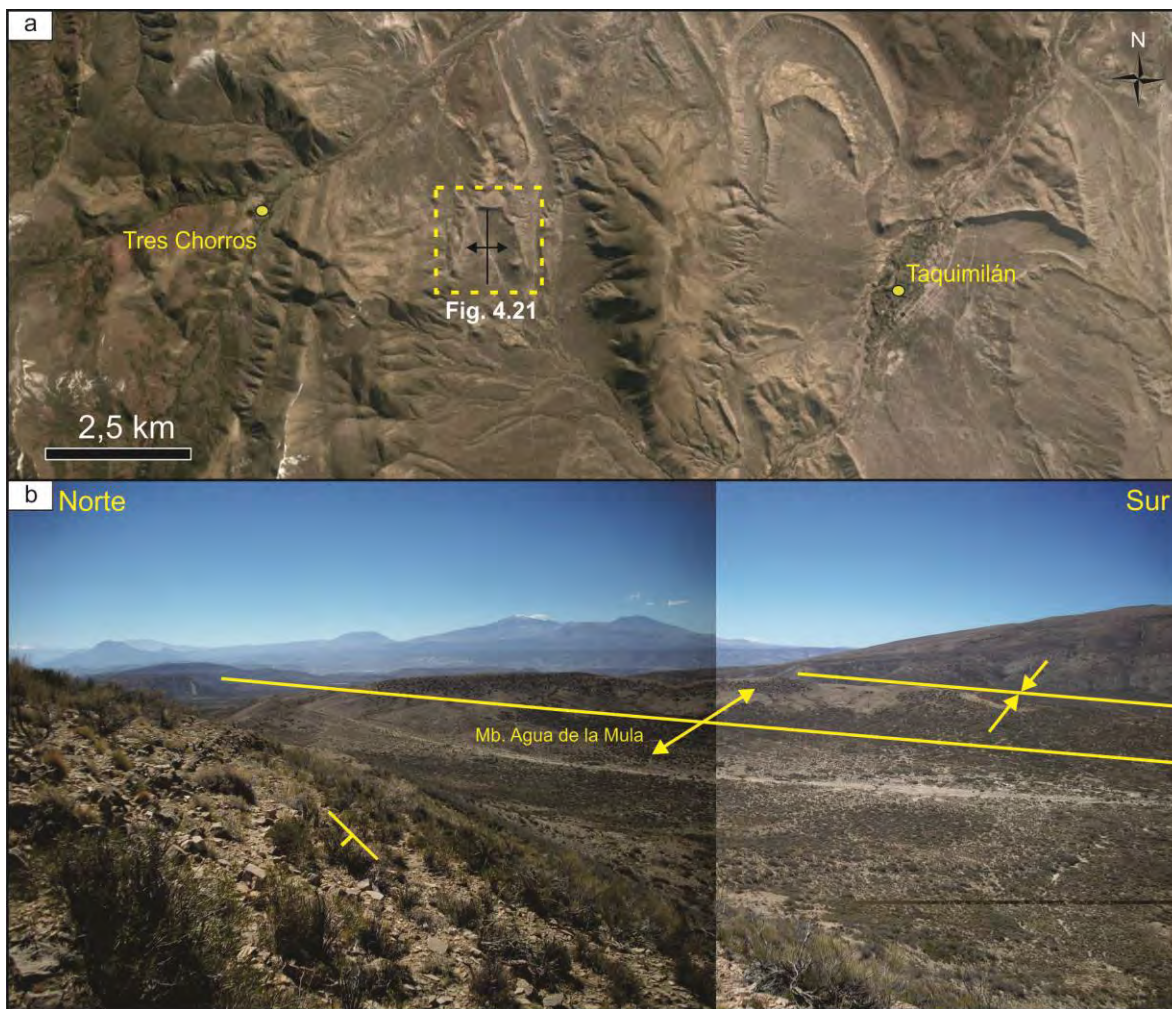


Figura 4.20. a) Ubicación de los pliegues al oeste del cerro Pitrén. b) Anticlinal y sinclinal oriental presentes en el área.

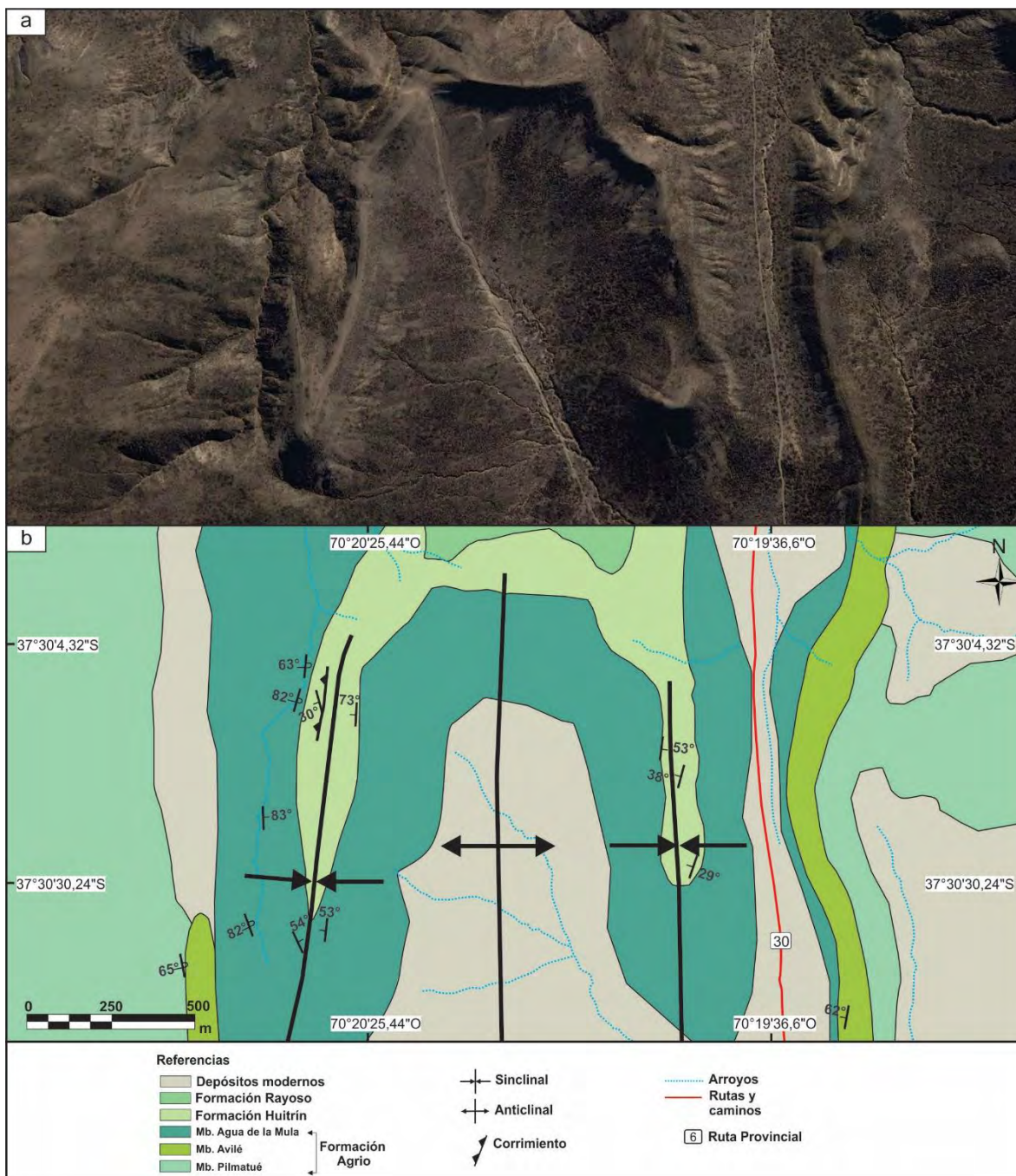


Figura 4.21. a) y b) Imagen satelital y mapa geológico de las estructuras tectónicas entre Tres Chorros y cerro Pitrén.

4.2.4. *Anticlinal Taquimilán Centro*

Este pliegue de 4,5 km de longitud de onda con vergencia oriental se ubica al este del Cerro Pitrén (Fig. 4.22 a) y en su núcleo aflora el Miembro Pilmatué (Formación Agrío) (Fig. 4.22 b). El limbo oriental del anticlinal tiene una inclinación de 73° en dirección E-SE, y su limbo occidental buza 42° al O-NO (Fig. 4.22 b).

Hacia el oeste, la estructura está en contacto por un corrimiento buzante al oeste que cabalga el anticlinal Cerro Pitrén sobre el anticlinal Taquimilán Centro (Fig. 4.22 a). Esto produce la desaparición casi total del sinclinal ubicado entre ambos anticlinales, el cual se preserva al norte del corrimiento conteniendo en su núcleo afloramientos de la Formación Huitrín.

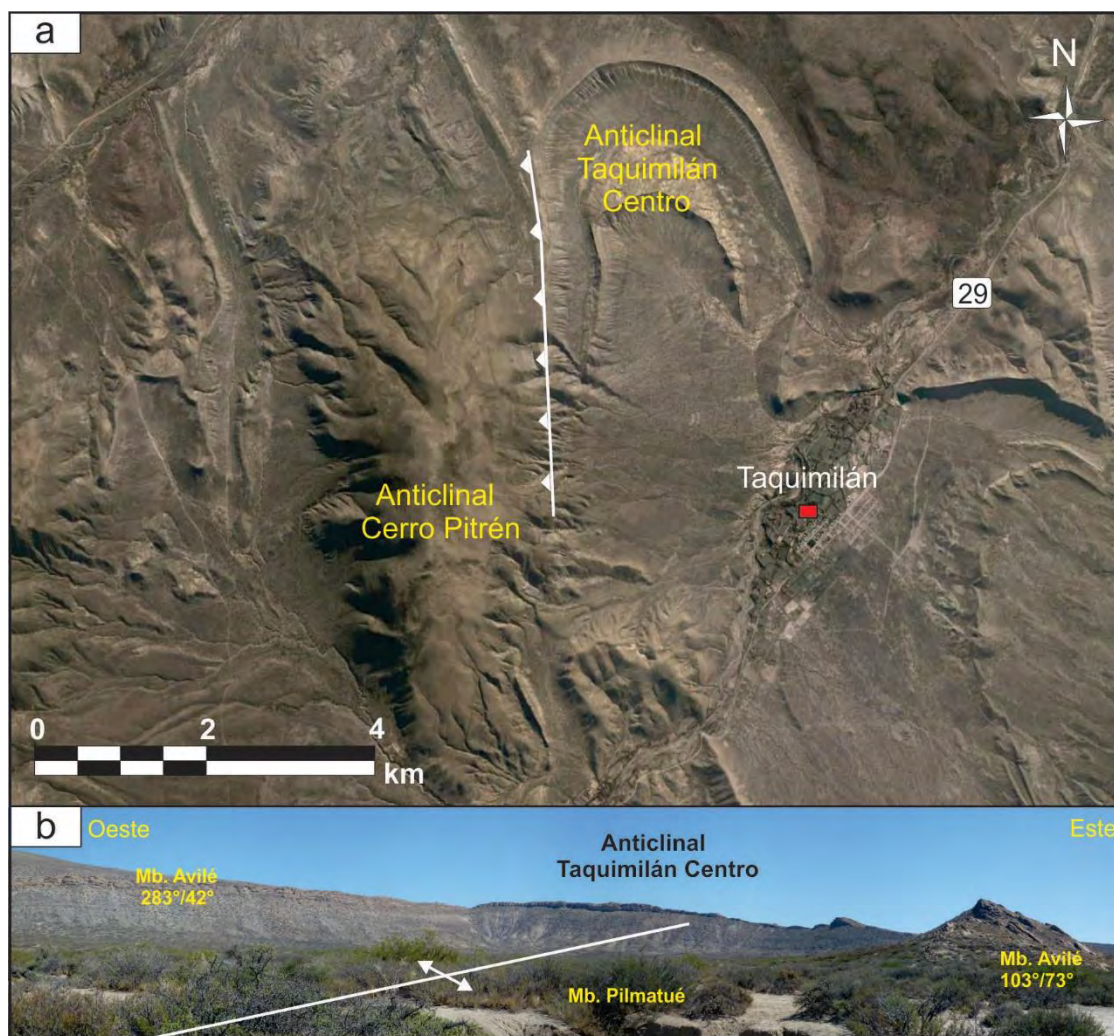


Figura 4.22. a) Imagen satelital de la ubicación del anticlinal Taquimilán Centro al este del Cerro Pitrén. b) Anticlinal Taquimilán Centro.

4.2.5. *Sinclinal Naunauco*

Esta estructura ubicada al este del anticlinal Taquimilán Centro alberga en su núcleo al lacolito Naunauco (Fig. 4.23). Este cuerpo subvolcánico intruye a las sedimentitas de las formaciones Agrio y Huitrín, en donde también se reconocieron, al noroeste del cerro, filones capa en la primera unidad. En el limbo este del sinclinal fue posible identificar una repetición de las calizas del Miembro Chorreado (Formación Agrio) (Fig. 4.23). Esta característica se debe a una falla de acomodamiento tipo *limb wedge thrust* (clasificación según Mitra 2002) que afecta al limbo de la estructura.

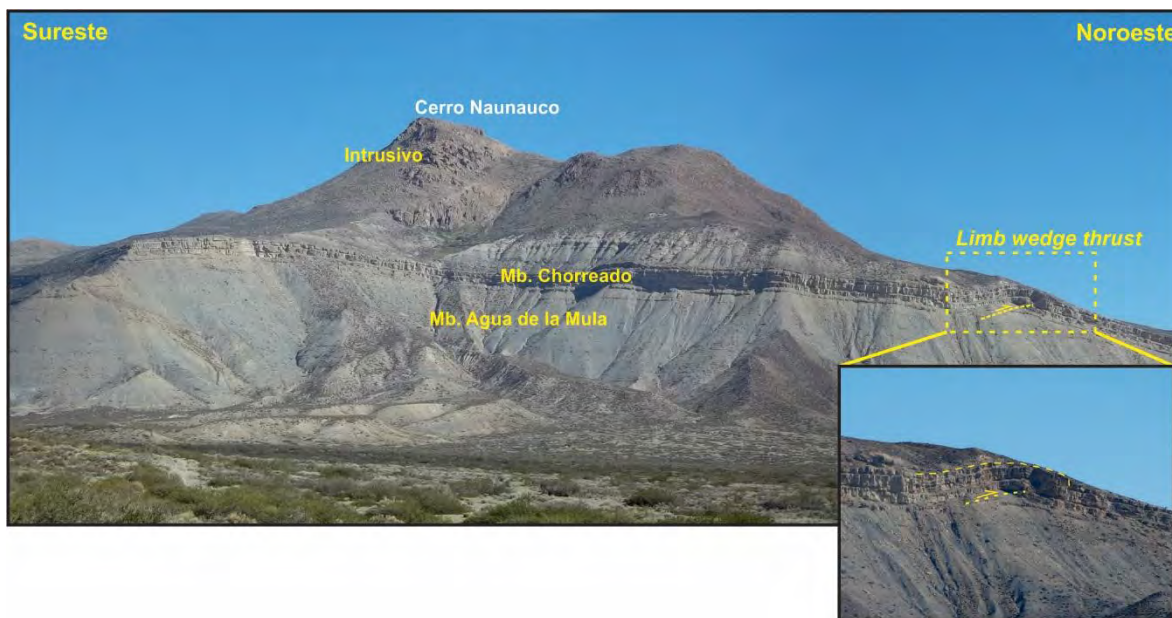


Figura 4.23. Limbo este del sinclinal Naunauco donde aflora el intrusivo homónimo y se reconoce una falla de acomodación (*limb wedge thrust*) que engrosa el espesor del Miembro Chorreado.

4.2.6. *Anticlinal Taquimilán*

Esta estructura se desarrolla al este del pueblo de Taquimilán, cuyo flanco oriental es atravesado de norte a sur por la Ruta Nacional 40 (Fig. 4.24). El pliegue tiene vergencia al este y en su núcleo aflora la Formación Mulichinco (Fig. 4.25 a). El limbo occidental, ubicado al este del sinclinal Naunauco, tiene una orientación de $256^{\circ}/41^{\circ}$ medido en el Miembro Pilmatué (Formación Agrio). En cambio, su limbo oriental presenta mayor buzamiento, que

varía entre 70° - 80° E en los miembros Pilmatué y Avilé (Fig. 4.25 b), y hacia el este, disminuye a 30° en dirección noreste hasta ponerse subhorizontal.

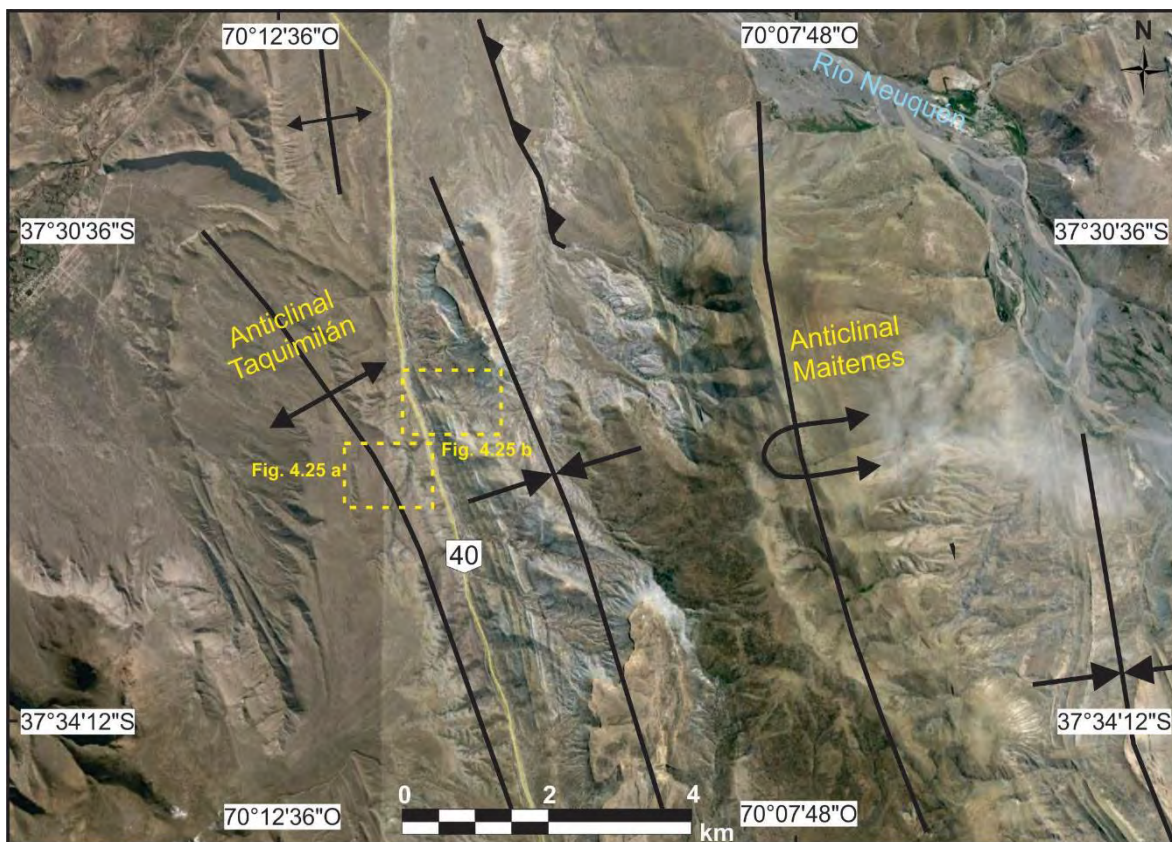


Figura 4.24. Ubicación de los anticlinales Taquimilán y Maitenes.

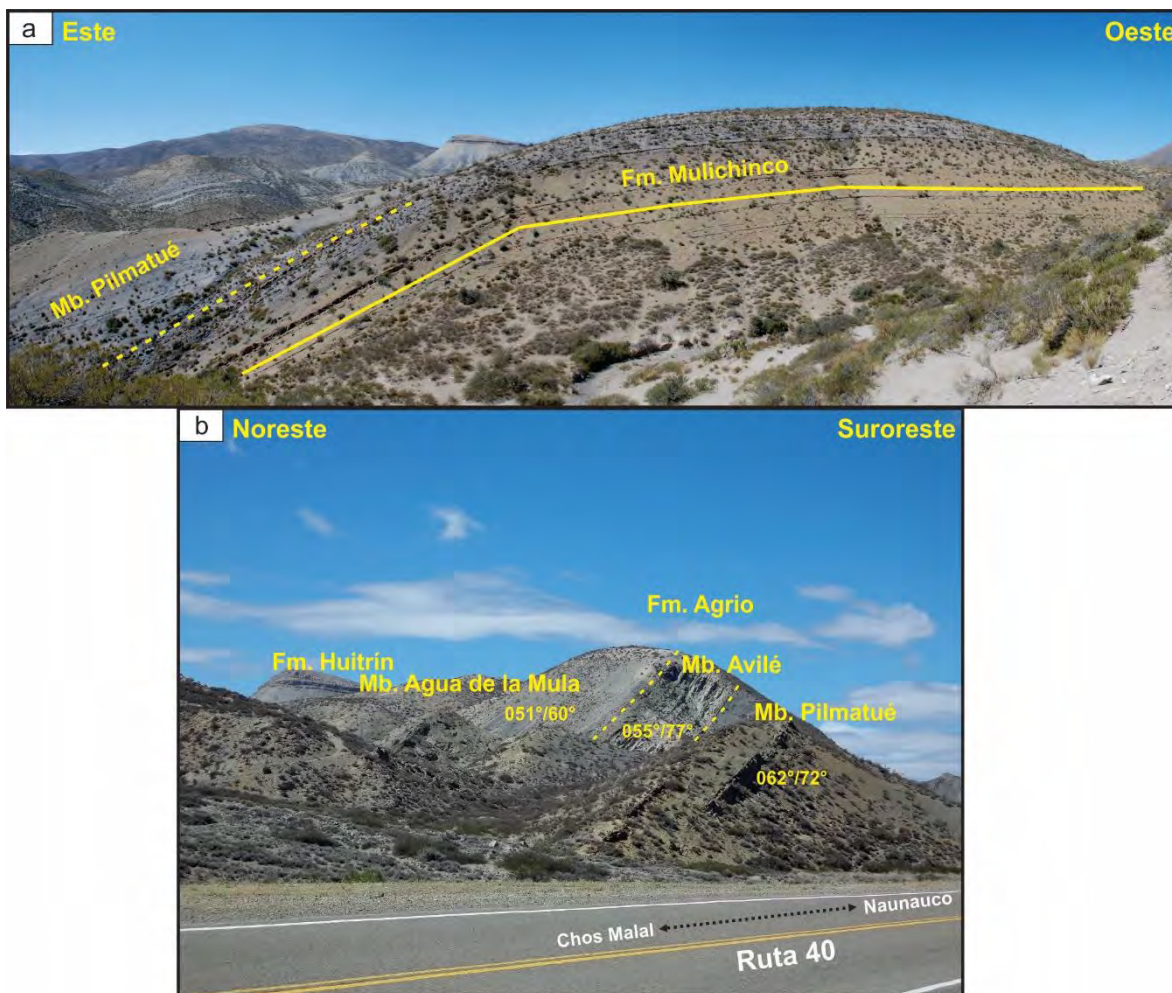


Figura 4.25. a) Charnela del anticlinal, en donde aflora la Fm. Mulichinco en el núcleo. b) Limbo oriental del anticlinal Taquimilán.

El anticlinal Taquimilán fue posible identificarlo en la línea sísmica 15008, la cual lo atraviesa en sentido norte-sur (Fig. 4.26). En la sísmica se observa que el anticlinal presenta limbos con suaves inclinaciones en dirección norte y sur, por lo que indicaría la presencia de un eje de pliegue doblemente buzante reconocido también en superficie por sus narices y cambios formacionales.

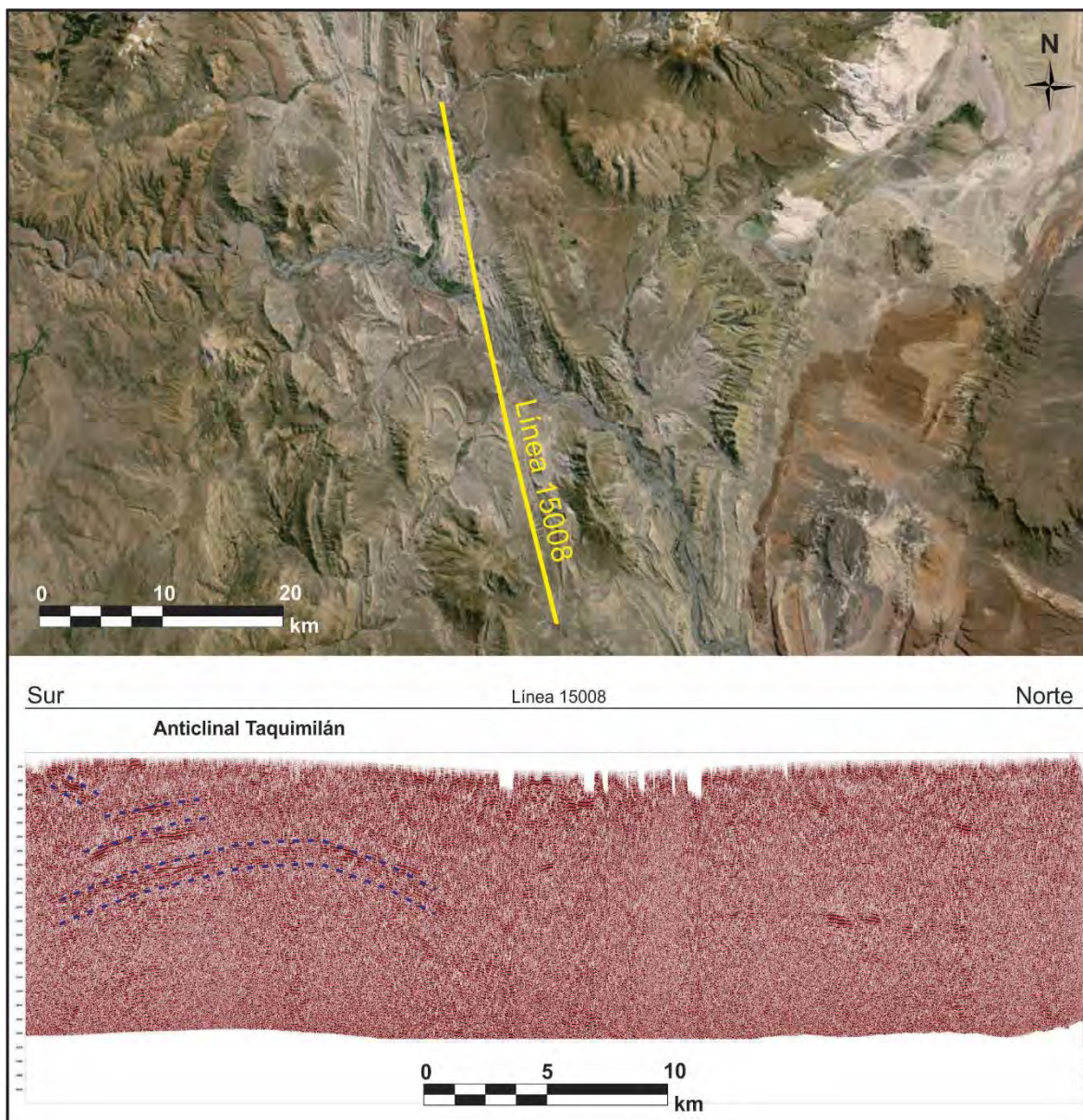


Figura 4.26. Ubicación e interpretación de la línea sísmica 15008. Reconocimiento del anticlinal Taquimilán en la línea sísmica 15008.

En el núcleo del anticlinal Taquimilán se destacan una serie de lineamientos con orientación SO-NE que afectan al Miembro Pilmatué (Fig. 4.27 a). En afloramiento, estos lineamientos están representados por zonas de hasta tres metros de ancho en las cuales las rocas (pelitas y calizas) de la misma unidad se encuentran intensamente deformadas y alteradas (Fig. 4.27 b). De acuerdo a la orientación promedio $N55^{\circ}E$ de dichas estructuras (Fig. 4.27 c), podrían

corresponder a fracturas de tipo ac de acuerdo a la clasificación de fracturas del Twiss y Moores (2007), las cuales se formarían perpendiculares al rumbo de la estructura.

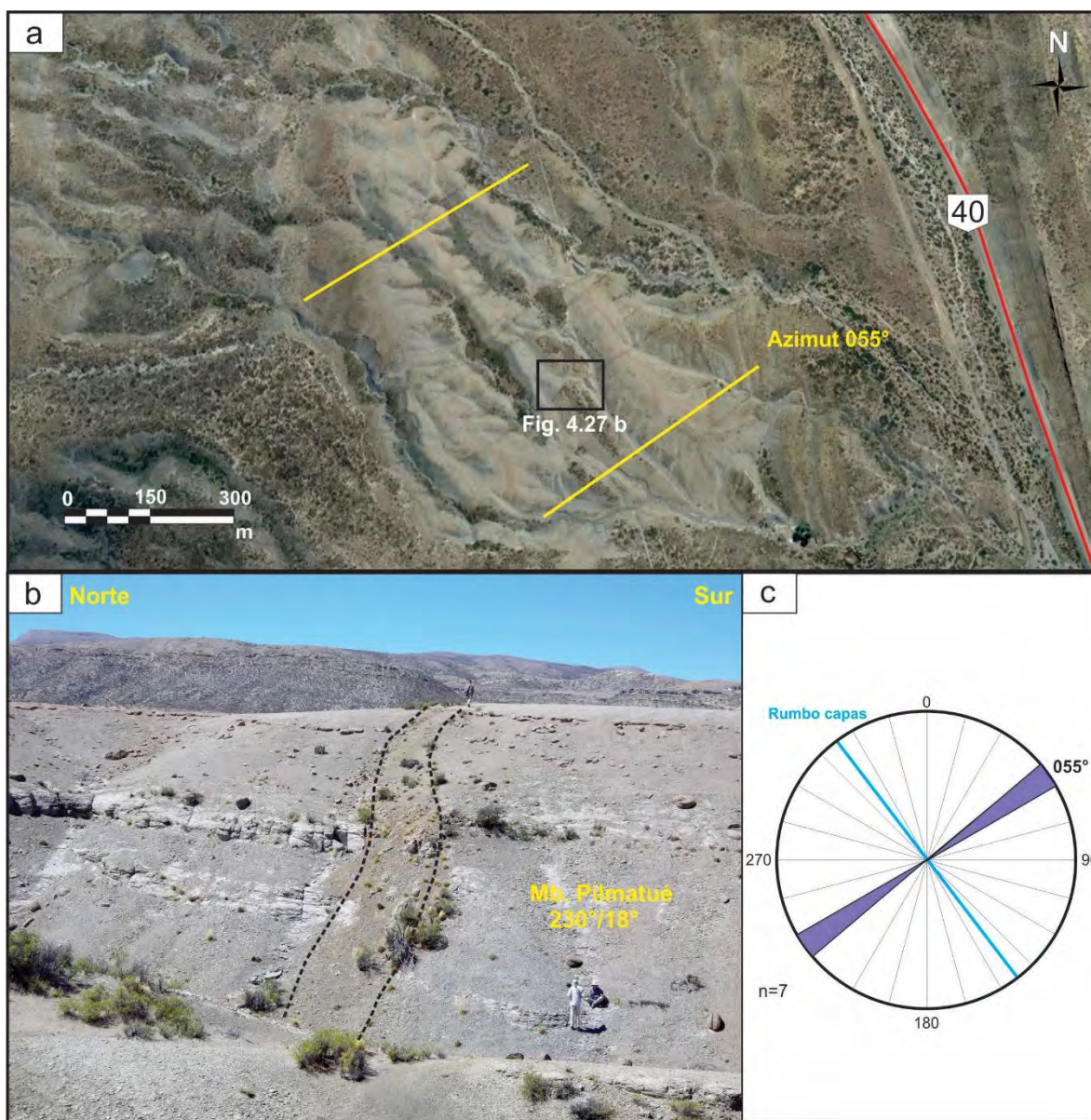


Figura 4.27. a) Localización de los lineamientos de rumbo N55°E en el núcleo del anticlinal Taquimilán. b) Zona con intensa deformación en las pelitas y calizas del Mb. Pilmatué. c) Diagrama de roseta para las orientaciones de los lineamientos y del rumbo de las capas.

4.2.7. Anticlinal Pampa de Naunauco

Hacia el este del anticlinal Taquimilán se encuentra el anticlinal Pampa de Naunauco con vergencia occidental en cuyo núcleo aflora el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 4.28). El limbo oeste del pliegue tiene un buzamiento de 75° al SO, mientras que el limbo oriental inclina entre 30° - 50° al E-SE.

Justo en el núcleo del pliegue está ubicado el pozo PDNx-1 que tiene una profundidad de 3133 metros llegando hasta la Formación Tordillo. En el registro del pozo se identificó un espesor engrosado de la Formación Vaca Muerta con un total de 1728 metros, por lo cual se interpretó en el legajo del pozo una repetición de la unidad a causa de una falla con vergencia al oeste (Fig. 4.28). Además, a 713 metros desde la superficie en el legajo del pozo se registró una repetición de la Formación Mulichinco sobre la Formación Agrio, ya que se identificaron areniscas grisáceas de grano fino asociándolas a la primera unidad. Sin embargo, estudios en la estratigrafía del Miembro Pilmatué (Fm. Agrio) han registrado espesos niveles de areniscas pertenecientes a este miembro denominados capas de San Eduardo (Zavala *et al.* 2011). Por lo tanto, en la sección interpretada del pozo de la figura 4.28 se reinterpreto esos 67 metros de areniscas incluidas en la Formación Mulichinco como areniscas del Miembro Pilmatué, sin necesidad de fallamiento (Fig. 4.28).

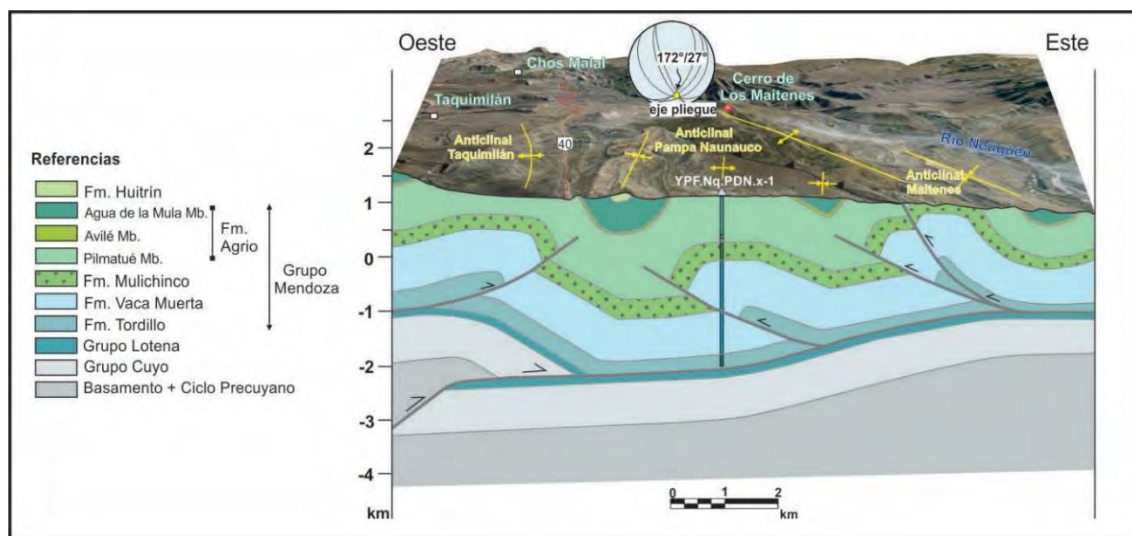


Figura 4.28. Sección geológica entre los anticlinales Taquimilán y Maitenes, interpretando el pozo YPF.PDNx-1 en el anticlinal Pampa de Naunauco. La interpretación de las estructuras de subsuelo serán analizadas en el capítulo 6.

4.2.8. Anticlinal Maitenes

Esta estructura de vergencia occidental se localiza al este del anticlinal Taquimilán y noreste del anticlinal Pampa de Naunauco (Fig. 4.24). En el núcleo de la estructura aflora la Formación Vaca Muerta registrada en la margen sur del Río Neuquén (Figs. 4.29 y 30 a). Esta unidad presenta una intensa deformación evidenciada por repliegues de escala métrica (Figs. 4.30 b y c). El limbo oriental del anticlinal Maitenes tiene un buzamiento de 20° en dirección E-NE. Por otra parte, su limbo occidental presenta valores muy altos de buzamiento que llega a invertirse en las formaciones Mulichinco y Agrio, mientras que hacia el oeste el buzamiento disminuye gradualmente formando un sinclinal con el limbo oriental del anticlinal Taquimilán.

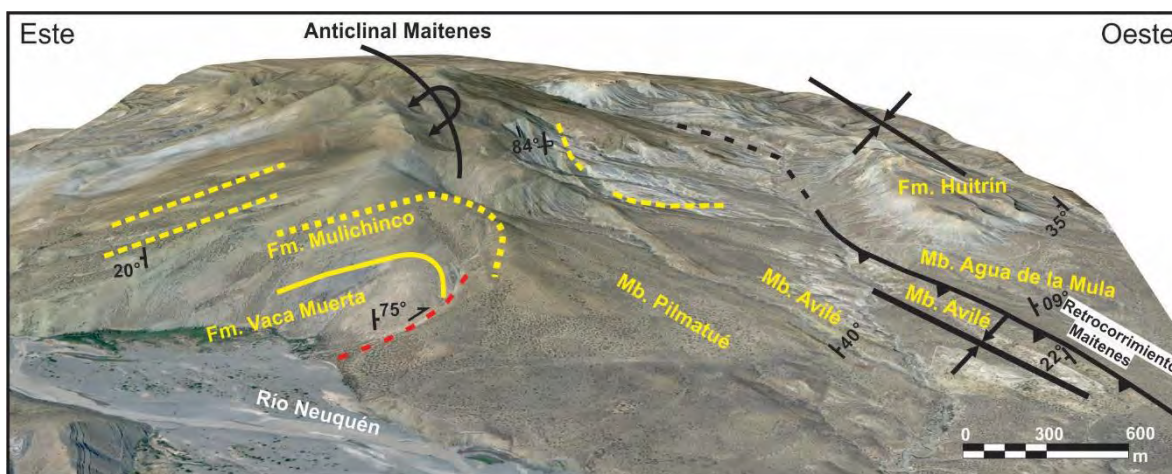


Figura 4.29. Imagen 3D del Google Earth, incluyendo los buzamientos medidos y las estructuras reconocidas, donde se distingue la vergencia occidental del anticlinal Maitenes.

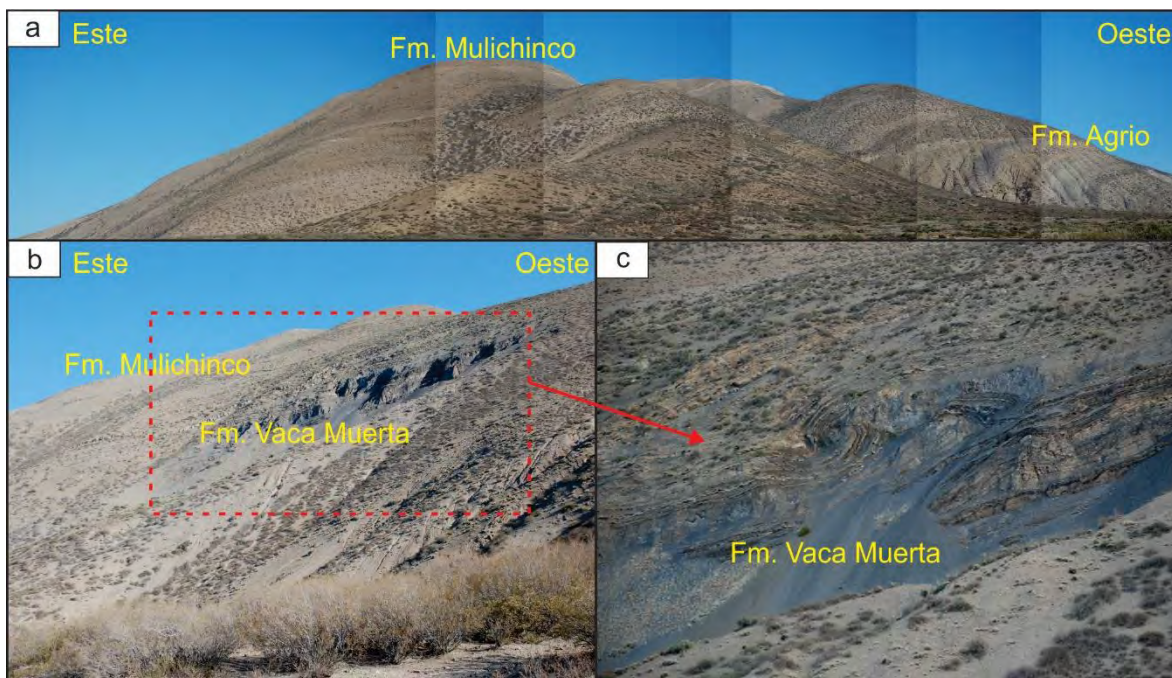


Figura 4.30. Anticlinal Maitenes. a) Estructura fotografiada hacia el sur. b) Afloramiento de la Formación Vaca Muerta. c) Deformación interna en las pelitas de la Formación Vaca Muerta.

Hacia el oeste del limbo frontal del anticlinal Maitenes se ha identificado un retrocorrimiento que levanta al Miembro Avilé buzante al noreste sobre el Miembro Agua de la Mula buzante al suroeste (Figs. 4.31 a, b y c). El plano de falla buza 42° en dirección E-NE y su pitch medido en estrías de falla fue de 72° Norte (Fig. 4.31 d). A partir de estos valores, se interpreta a esta estructura como una falla inversa con movimiento subordinado de rumbo dextral.

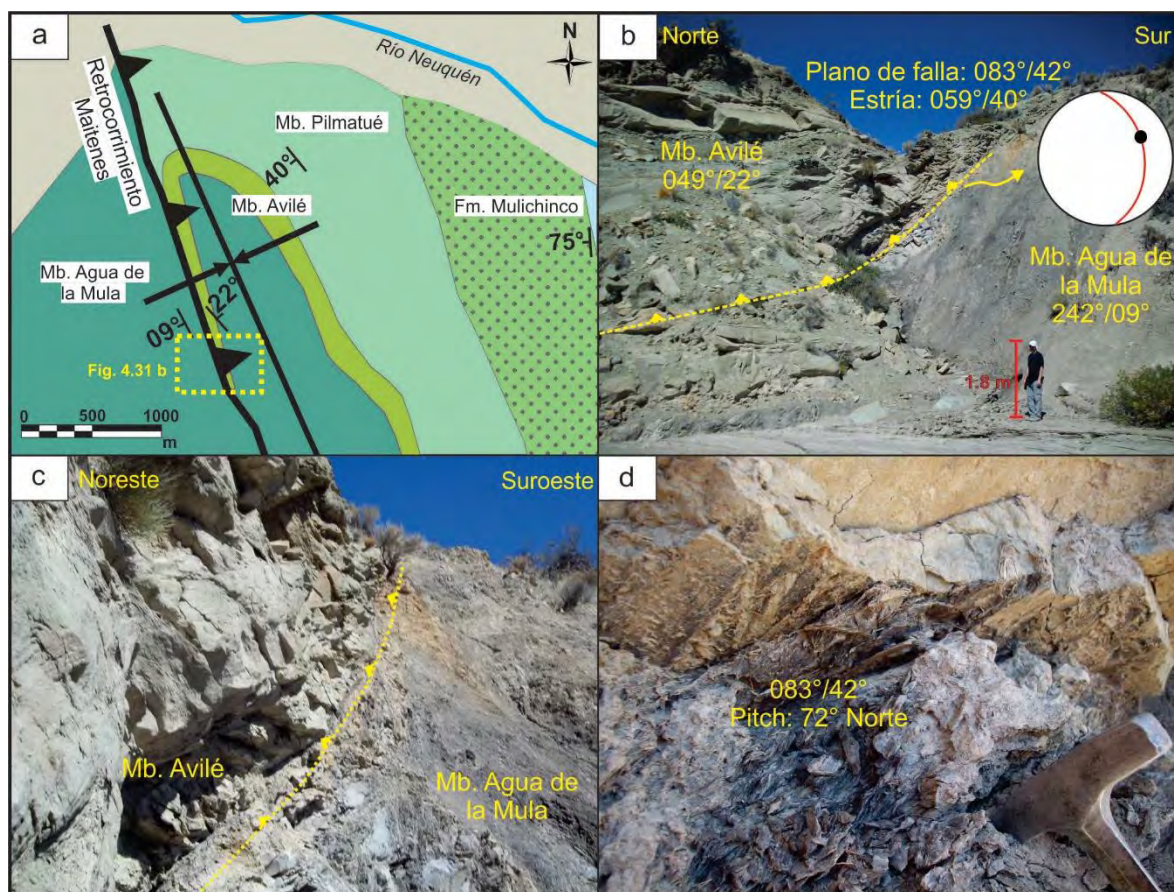


Figura 4.31. a) Mapa geológico de la zona del retrocorrimento al oeste del cerro Maitenes. b) y c) Miembro Avilé montado por un retrocorrimento sobre el Miembro Agua de la Mula, ambos de la Formación Agrio. d) Plano de falla buzante al noreste. Se observan en el mismo pelitas brechadas.

4.2.9. Anticlinal Río Neuquén

Este pliegue se encuentra en la margen oeste del Río Neuquén, entre los anticlinales Maitenes y Veta Neuquén (Fig. 4.32 a). La estructura tiene 2,5 km de longitud de onda y en su núcleo aflora el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Esta estructura se destaca por no tener una importante expresión topográfica (Fig. 4.32 b). El anticlinal presenta una vergencia hacia el oeste, ya que su limbo occidental buza entre 60°- 80° en dirección suroeste sin llegar a invertirse, mientras que el limbo oriental inclina 45° en dirección noreste.

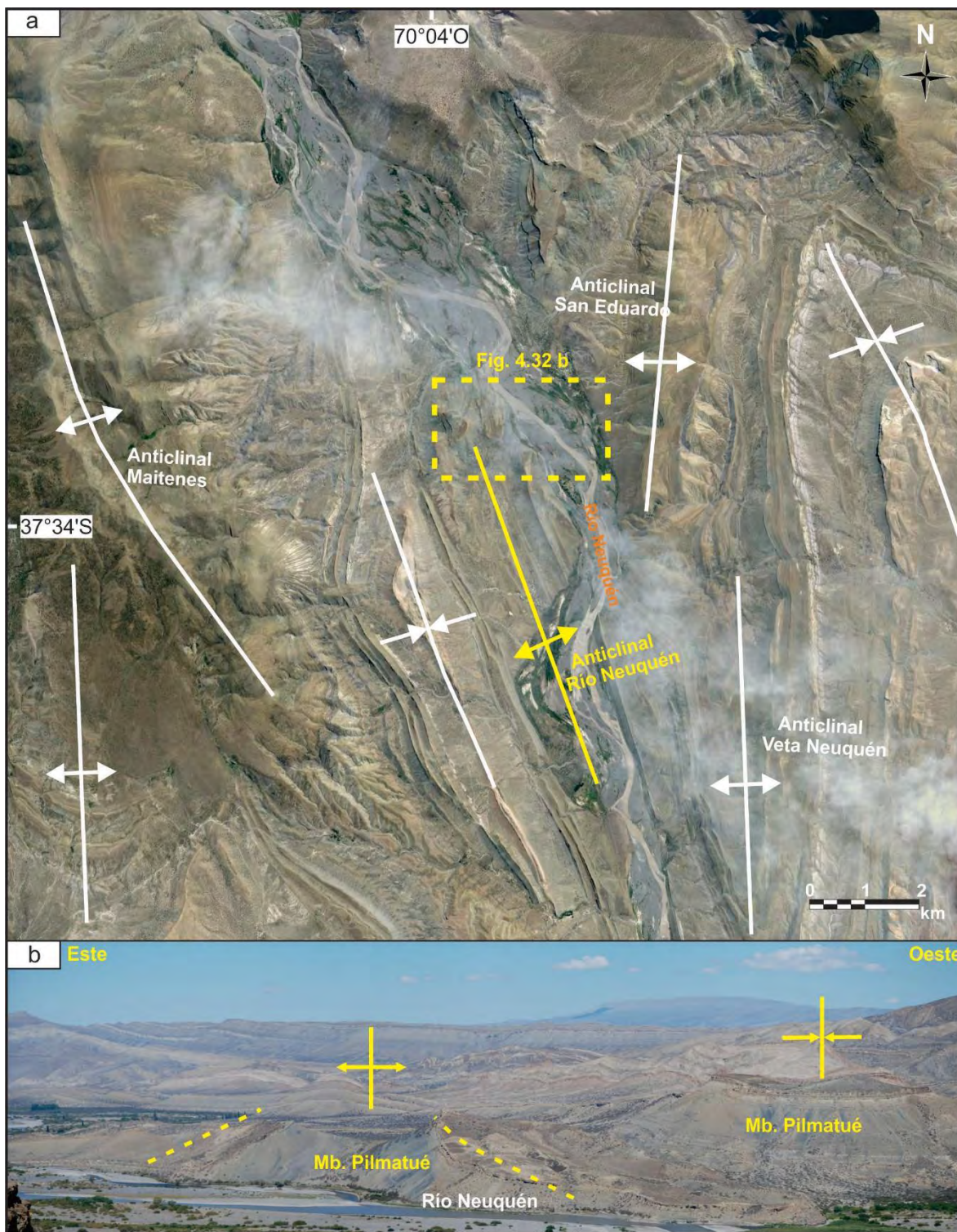


Figura 4.32. a) Ubicación del anticlinal Río Neuquén. b) Fotografía hacia el sur del Río Neuquén donde se observa el anticlinal homónimo.

4.2.10. Anticlinal San Eduardo

Esta estructura se sitúa al este del Río Neuquén y al oeste del cerro Curacó con una longitud de onda de 4,5 km (Fig. 4.32). El pliegue presenta vergencia occidental y en su núcleo aflora la Formación Mulichinco (Fig. 4.33 a). Su limbo frontal presenta estratos subverticales, los cuales disminuyen sus buzamientos en los miembros superiores de la Formación Agrio (Figs. 4.33 b y c). Por otra parte, el limbo oriental presenta un buzamiento bajo de 16° en dirección E-NE.

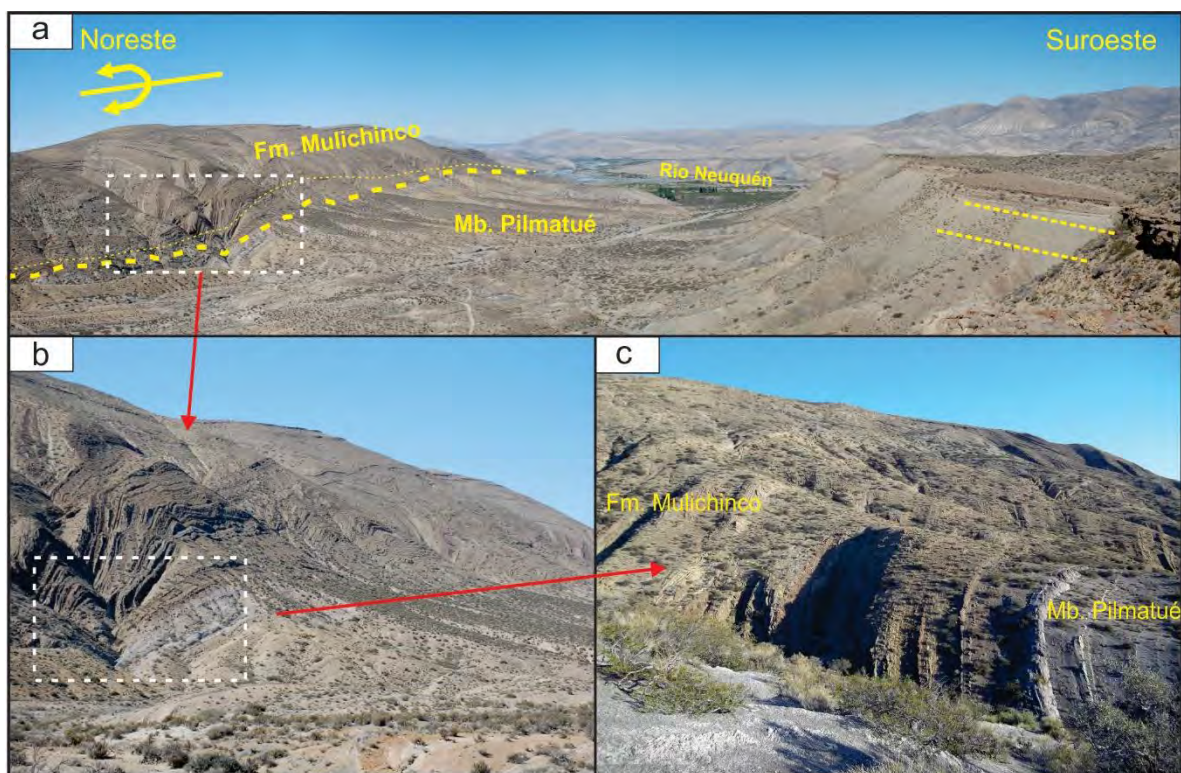


Figura 4.33. a) Limbo frontal del anticlinal San Eduardo. b) y c) Estratos subverticales de la Formación Mulichinco y Agrio. d) Limbo frontal del pliegue vista hacia el sureste.

4.2.11. Sinclinal San Eduardo

Esta estructura se ubica al este del anticlinal San Eduardo y en su núcleo aflora la Formación Huitrín (Fig. 4.34). Es un sinclinal amplio limitado al norte por el anticlinal Curacó y hacia el oeste por los anticlinales San Eduardo y Veta Neuquén. En el núcleo del sinclinal se

presentan pliegues de menores dimensiones que afectan principalmente al Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Figs. 4.34 y 35). En la culminación o nariz norte del sinclinal afloran diques de bitumen (Fig. 4.36 a-d) cortando principalmente al Miembro Avilé.

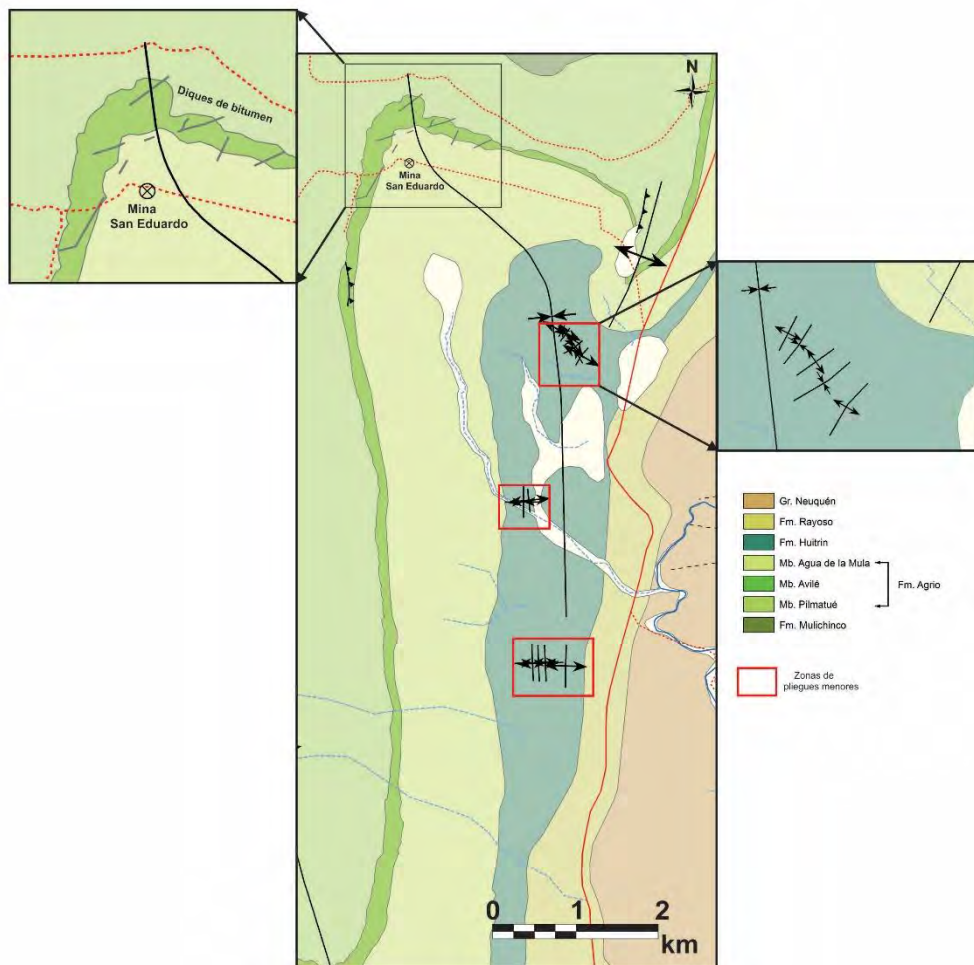


Figura 4.34. Detalle del sinclinal San Eduardo. Se destacan en el extremo norte de la estructura numerosos diques de bitumen. Además, en el núcleo del sinclinal se presentan pliegues con menores dimensiones que afectan a la Formación Huitrín.



Fig. 4.35. Pliegues en el Miembro La Tosca (Fm. Huitrín).



Figura 4.36. a) b) y c) Restos de diques de bitumen extraídos por la actividad minera. d) Dique de bitumen en las areniscas del Miembro Avilé.

4.2.12. Anticlinal Veta Neuquén

Este anticlinal se ubica al sureste del anticlinal San Eduardo, separado de este último por un apretado sinclinal (Fig. 4.37). La estructura tiene vergencia occidental y en su núcleo aflora el Miembro Pilmatué. El limbo occidental presenta un buzamiento de 50° - 60° al O-SO mientras que el limbo oriental tiene una inclinación entre 20° - 30° al E-NE.

Entre los anticlinales Veta Neuquén y San Eduardo se registró una zona de pliegues menores afectados por una falla (Figs. 4.38 a y b). Este retrocorrimiento tiene un plano de orientación $091^{\circ}/64^{\circ}$ y con estrias con un pitch de 73° N (Fig. 4.38 c).

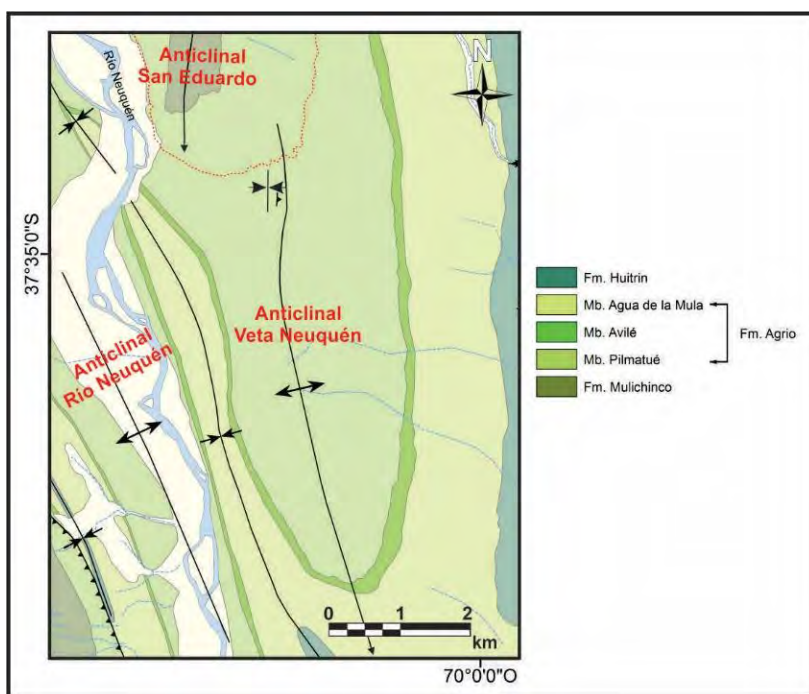


Figura 4.37. Mapa del anticlinal Veta Neuquén.

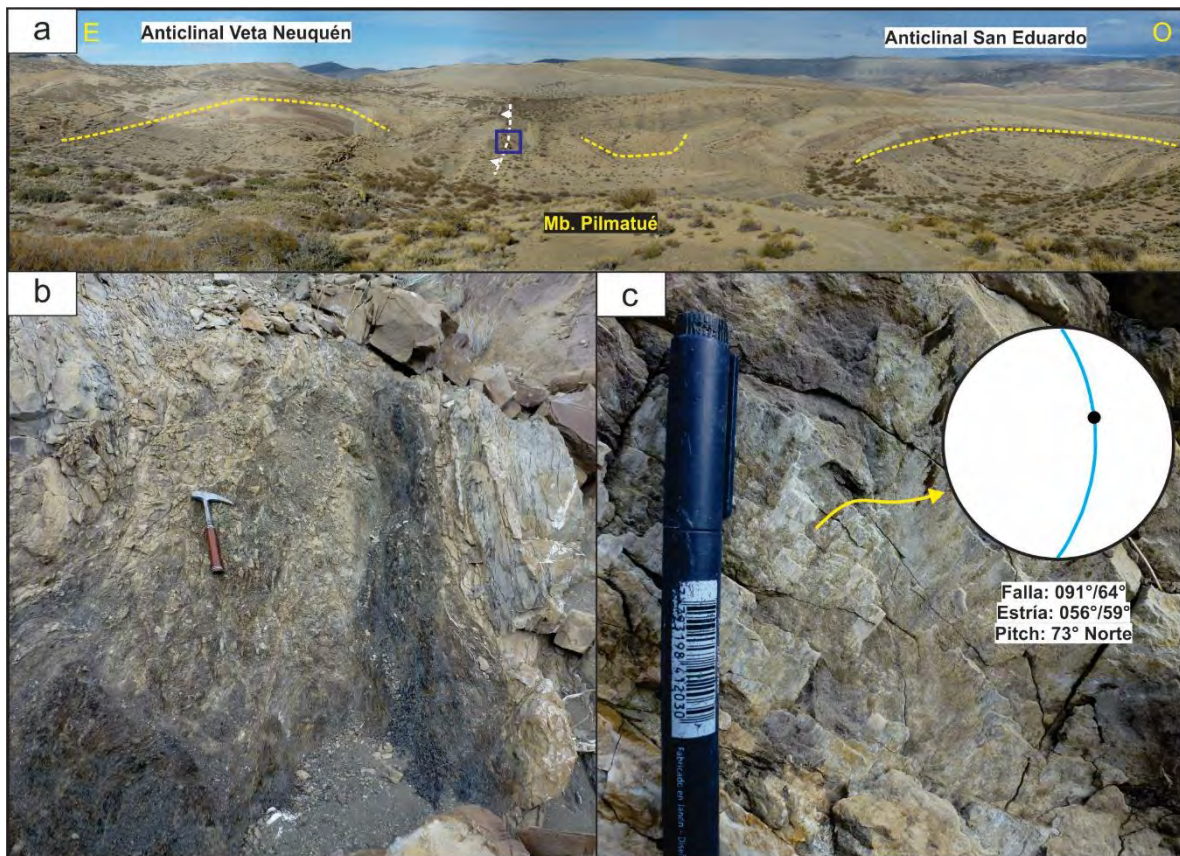


Figura 4.38. a) Anticlinales Veta Neuquén y San Eduardo hacia el sur. b) y c) Zona de falla ubicada entre los pliegues mencionados anteriormente donde se reconocieron estrías de falla.

4.3. ESTILO DE PLEGAMIENTO

Las características de los pliegues de la faja corrida y plegada del Agrio en función a su longitud de onda, rumbo, extensión, unidades involucradas en la deformación, entre otras, permiten clasificarlos en distintos órdenes de plegamiento asociados a los niveles de despegues de las fallas (Fig. 4.39). En el Cuadro 4.1 se caracterizan los pliegues según los valores promedios de buzamiento de sus limbos, ejes, longitud de onda y ángulo de interlimbo. Además, se diferencian los anticlinales de acuerdo a si corresponden a estructuras de basamento o de piel fina.

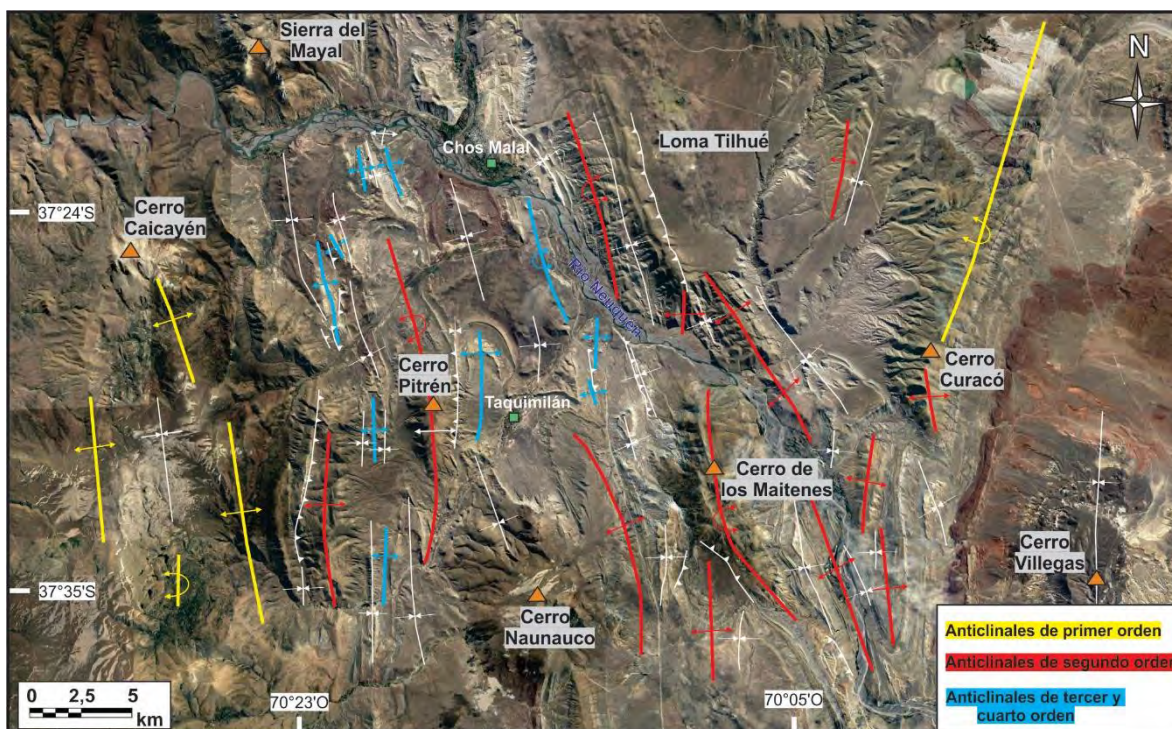


Figura 4.39. Imagen satelital de la zona de estudio donde se diferencian los anticlinales según sus órdenes de plegamiento.

Cuadro 4.1. Datos promedio de los anticlinales en la faja corrida y plegada del Agrio. La unidad de medida de longitud de onda y extensión a lo largo del rumbo es en km. NCP: Norte del Cerro Pitren; NOCP: Noroeste del Cerro Pitren.

Anticlinales	Rocas en el núcleo	Tipo	Vergencia	Limbo oeste	Limbo este	Eje
Rahueco	Fm. Los Molles	Piel gruesa	Este	262/25	081/67	172°/04°
Manzano	Fm. Tordillo	Piel gruesa	Este	221/17	86/69	173°/10°
Las Yeseras	Fm. Mulichinco	Piel gruesa	Este	228/17	98/58	185°/04°
Cerro Pitren	Fm. Mulichinco	Piel fina	Este	237/47	60/70	164°/10°
Tilhué Oeste	Fm. Mulichinco	Piel fina	Oeste	237/68	71/47	151°/10°
Pampa Tilhué	Fm. Mulichinco	Piel fina	Este	231/64	44/67	315°/05°
Tres Chorros	Fm. Vaca Muerta	Piel fina	Este	275/48	80/74	354/12
Taquimilán	Fm. Mulichinco	Piel fina	Este	253/32	53/61	329°/09°
Maitenes	Fm. Vaca Muerta	Piel fina	Oeste	253/60	80/45	167°/03°
San Eduardo	Fm. Mulichinco	Piel fina	Oeste	264/68	127/28	178°/13°
Veta Neuquén	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	267/48	83/26	171°/2°
Pampa Naunuaco	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	248/70	128/39	172°/27°
Río Neuquén	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	238/62	68/45	149°/05°
Truquico	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	247/88	100/19	166°/09°
Taquimilán Centro	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Este	283/42	98/73	009°/04°
NCP Oeste	Miembro Avilé (Fm. Agrio)	Piel fina	Este	262/31	080/75	350/1
NCP Este	Miembro Avilé (Fm. Agrio)	Piel fina	Este	265/30	60/68	335/11
NOCP Oeste	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	261/48	050/38	338/14
NOCP Este	Miembro Agua de la Mula (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	244/64	50/40	330/8
Oeste cerro pitren	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	273/70	083/53	360/9
Oeste de Naunuaco	Miembro Pilmatué (Fm. Agrio)	Piel fina	Oeste	261/60	084/33	173/1

Anticlinales	Incli. Sup. Axial	Long. onda	Extension	Despegue	Orden	Ang. interlimbo	Clasi. ang. Interl.
Rahueco	69	13	12	Nivel ductil-fragil	1	88	Abierto
Manzano	63	8	13	Nivel ductil-fragil	1	94	Abierto
Las Yeseras	69	13	38	Nivel ductil-fragil	1	85	Abierto
Cerro Pitren	78	6	20	Fm. Auquilco	2	63	Cerrado
Tilhué Oeste	79	3	10	Fm. Auquilco	2	65	Cerrado
Pampa Tilhué	88	3.5	9	Fm. Auquilco	2	49	Cerrado
Tres Chorros	77	4	14	Fm. Auquilco	2	58	Cerrado
Taquimilán	75	8	14	Fm. Auquilco	2	87	Abierto
Maitenes	82	6.5	14	Fm. Auquilco	2	75	Abierto
San Eduardo	69	4.5	6	Fm. Auquilco	2	84	Abierto
Veta Neuquén	79	4.5	8.5	Fm. Auquilco	2	106	Abierto
Pampa Naunuaco	72	4	6	Fm. Auquilco	2	70	Abierto
Río Neuquén	64	2.5	11	Fm. Auquilco	2	73	Abierto
Truquico	60	5	7.5	Fm. Vaca Muerta	3	62	Cerrado
Taquimilán Centro	74	4.5	7	Fm. Vaca Muerta	3	65	Cerrado
NCP Oeste	68	2	3	Fm. Agrio	3	74	Abierto
NCP Este	71	3	3	Fm. Agrio	3	82	Abierto
NOCP Oeste	85	1.6	5	Fm. Agrio	3	94	Abierto
NOCP Este	78	1	1.5	Fm. Agrio	3	76	Abierto
Oeste cerro pitren	81	1.2	3	Fm. Agrio	3	57	Cerrado
Oeste de Naunuaco	76	2	5	Fm. Agrio	3	90	Abierto

El rumbo de todos los anticlinales en la FCP del Agrio (Fig. 4.40), sin importar su orden de plegamiento, tiene una orientación promedio NNO-SSE (174° - 354°). De acuerdo al diagrama de rosas de las estructuras de primer orden (Fig. 4.40), se registra que los ejes en los anticlinales Rahueco y Manzano tienen similares orientaciones (NNO-SSE), mientras que el anticlinal Las Yeseras presenta una orientación N-S. Por otra parte, con respecto a las estructuras de segundo orden, en general, presentan un rumbo predominante NNO-SSE. El cambio de rumbo más destacado en la región de estudio es el que se produce en la región de Loma Tilhué y la mina San Eduardo (Fig. 4.39). En esta zona las estructuras de Tilhué Oeste y Pampa Tilhué tienen un rumbo NO ($N40^{\circ}O$), pero abruptamente hacia el sur de las mismas, el anticlinal San Eduardo tiene un rumbo N-S ($N8^{\circ}E$).

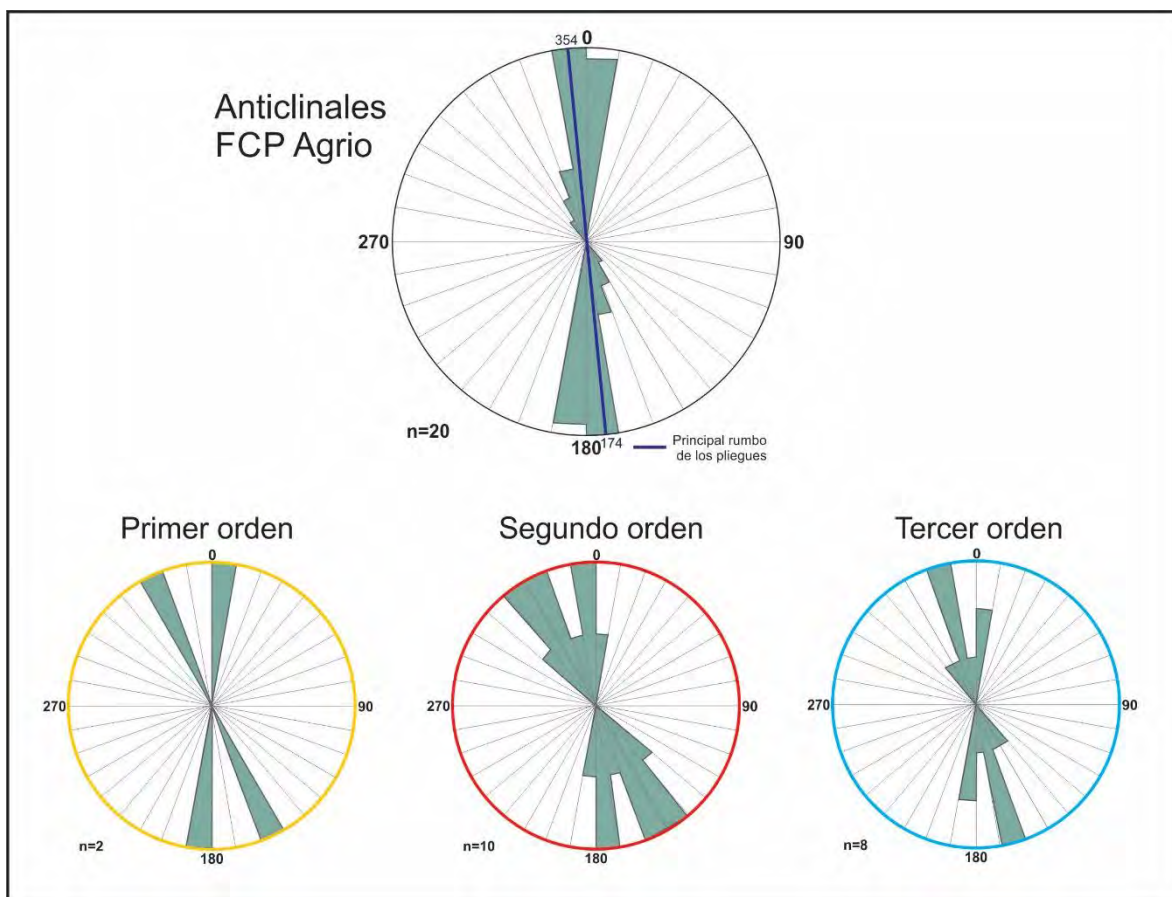


Figura 4.40. Diagrama de rosas del rumbo de todos los anticlinales y posteriormente la separación del rumbo para distintos órdenes de plegamiento.

A partir de los buzamientos de los limbos de las estructuras en la región, se calcularon los ejes de pliegue y su respectivo plano axial y se graficaron los resultados en el diagrama de clasificación de Fleuty (1964). En general, los ejes de los pliegues tienen bajo ángulo de inclinación que varía entre 2° y 15° , mientras que los planos axiales tienden a tener valores altos de buzamientos entre 60° y 85° (Fig. 4.41). De acuerdo a esto, se determinó que la mayoría de las estructuras del área corresponden a pliegues de planos axiales con buzamientos altos y con ejes subhorizontales.

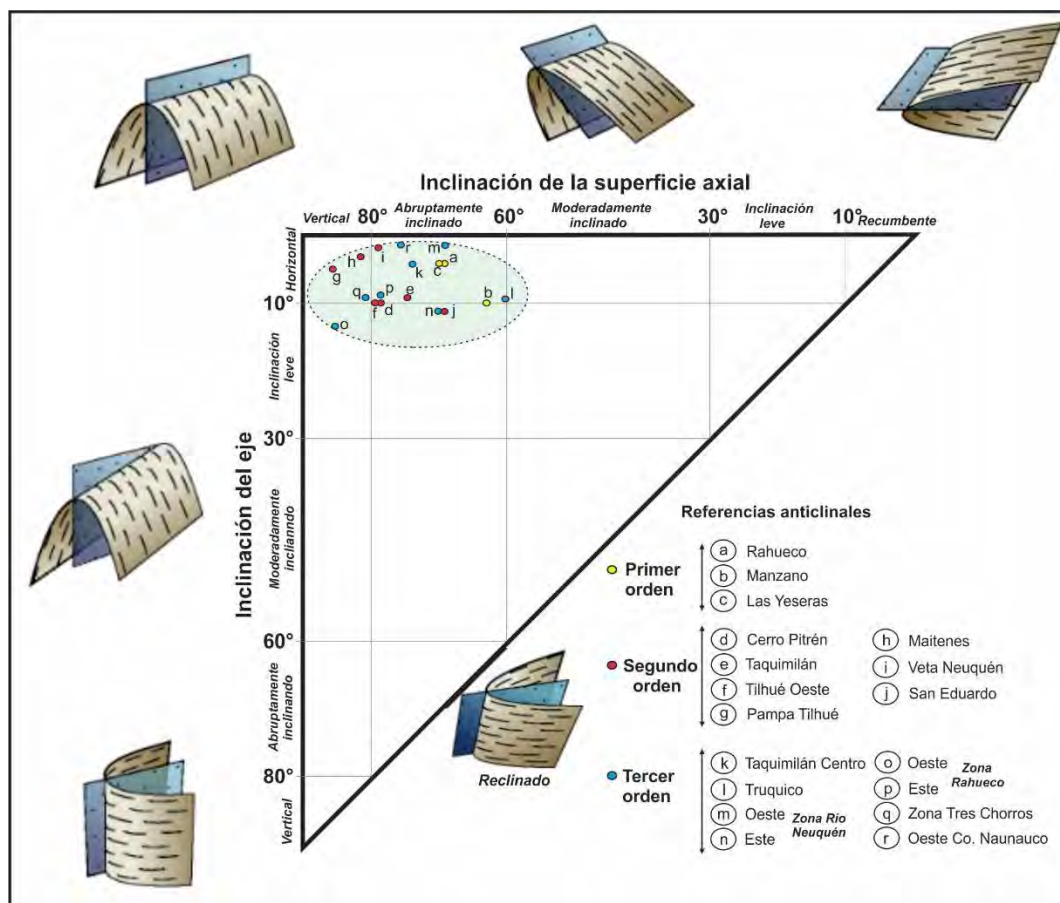


Figura 4.41. Clasificación de los pliegues en la faja corrida y plegada del Agrio de acuerdo a Fleuty (1964).

Con respecto a la clasificación de los pliegues de acuerdo al ángulo de interlimbo, los anticlinales se distribuyen en los campos de pliegues abiertos y cerrados con ángulos entre 50° y 110° (Fig. 4.42). Los pliegues de primer orden se caracterizan por ser pliegues abiertos (85° - 95°), mientras que los de segundo y tercer orden tienen una distribución homogénea entre pliegues abiertos y cerrados.

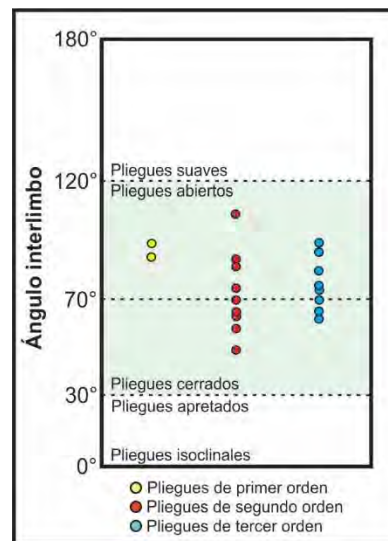


Figura 4.42. Clasificación de los pliegues de acuerdo al ángulo interlimbo.

De acuerdo a la longitud de onda de los pliegues (Fig. 4.43 a), se registra que los pliegues de primer orden del sector interno de la FCP del Agrio, sin contar a la estructura Las Yeseras (que se extiende además en la FCP de Chos Malal), tienen una longitud de onda que varía entre 8 a 13 km. Esta longitud de onda medida de estos pliegues es una estimación mínima ya que hacia el oeste de los anticlinales Rahueco y Manzano no se observa una continuidad de pliegues y se dificulta su medición. Por otra parte, los pliegues de segundo orden varían entre 3 a 8 km, y por último, los de tercer orden varían entre 1 a 5 km en su longitud de onda. Con respecto de la extensión a lo largo del rumbo de las estructuras, se destaca que los pliegues que tienen mayor extensión son los de segundo orden, como los anticlinales Cerro Pitren, Taquimilán y Maitenes (Fig. 4.43 b). Además, de acuerdo al nivel pelítico de despegue en las estructuras de tercer orden, se observa que los pliegues que tienen su despegue en la Formación Vaca Muerta tienen mayor longitud de onda y extensión que los pliegues con despegue en la Formación Agrio (Fig. 4.43 b).

En la figura 4.46c, se graficó la longitud de onda vs. extensión a lo largo del rumbo. En dicho diagrama, se destacan tres campos diferenciados. Con baja longitud de onda y baja extensión, se encuentran los pliegues de tercer orden. En el campo intermedio se destacan las estructuras de segundo orden que tienen valores intermedios de longitud de onda, pero llegan a valores altos en extensión en algunos pliegues. Por último, los pliegues de primer orden, tienen

moderada extensión, pero son los que presentan mayor longitud de onda (Fig. 4.43 c). Esta clase de diagrama es muy útil en la clasificación de los pliegues en relación a su nivel de despegue y unidades involucradas en la deformación.

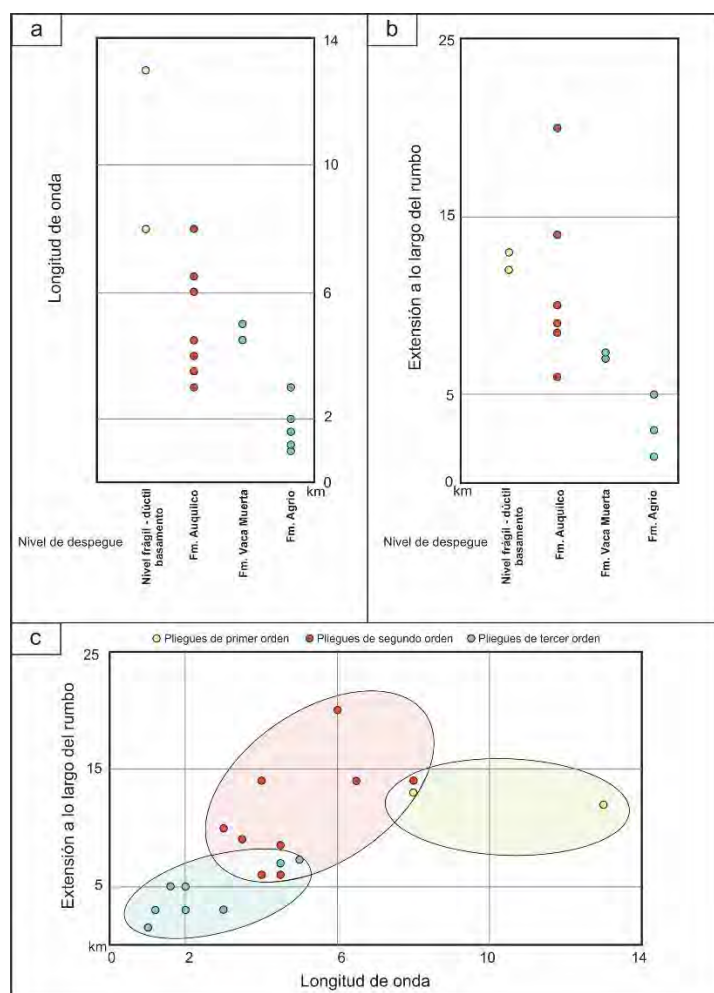


Figura 4.43. a) Nivel de despegue vs. Longitud de onda. b) Nivel de despegue vs. Extensión a lo largo del rumbo. c) Diagrama longitud de onda vs. extensión a lo largo del rumbo.

4.4. FRACTURACIÓN REGIONAL

Tanto el fallamiento como el plegamiento asociado han generado una intensa fracturación registrada en las distintas litologías de la zona de estudio. Con el fin de caracterizar este rasgo estructural a nivel regional se midieron distintos juegos de fracturas de mesoescala durante los trabajos de campo.

En el núcleo del anticlinal Rahueco, la Formación Los Molles, formada principalmente por lutitas oscuras, se presenta internamente deformada con replegamientos y una intensa fracturación en las rocas (Fig. 4.44 a). Los valores de fracturas principales medidos en este afloramiento fueron $248^{\circ}/62^{\circ}$, $254^{\circ}/89^{\circ}$, $075^{\circ}/56^{\circ}$ y $336^{\circ}/80^{\circ}$ (Fig. 4.44 b).



Figura 4.44. a) Afloramiento de la Formación Los Molles intensamente fracturado. b) Proyección estereográfica de las fracturas medidas en el lugar.

Un análisis de fracturación de detalle se realizó en la Formación La Manga, en el limbo frontal del anticlinal Rahueco (Fig. 4.45 a). Se identificaron cuatros juegos de fracturas predominantes con orientaciones de $N51^{\circ}E$, $N62^{\circ}O$, $N86^{\circ}E$ y $N04^{\circ}O$, todas con buzamientos altos en relación al plano de estratificación. Para la correcta interpretación de las fracturas, los datos fueron rotados a su posición inicial alrededor de un eje horizontal de acuerdo a la

orientación del plano de estratificación que contiene a las fracturas (Figs. 4.45 b y c). De esta rotación y de las estructuras presentes, se obtuvieron que las fracturas de rumbo N51°E y N62°O corresponderían a fracturas de cizalla (Fig. 4.45 b), mientras que las fracturas N86°E y N04°O serían fracturas extensionales (Fig. 4.45 c). Estas últimas son conocidas como ac y bc ya que son paralelas y perpendiculares al σ_1 asociado al plegamiento del área, respectivamente (Twiss y Moores 2007). Finalmente, de acuerdo a los resultados obtenidos del análisis de la fracturación, el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) se encuentra en dirección OSO-ENE (Fig. 4.45 d), coincidiendo con la orientación aproximadamente perpendicular al eje del pliegue Rahueco.

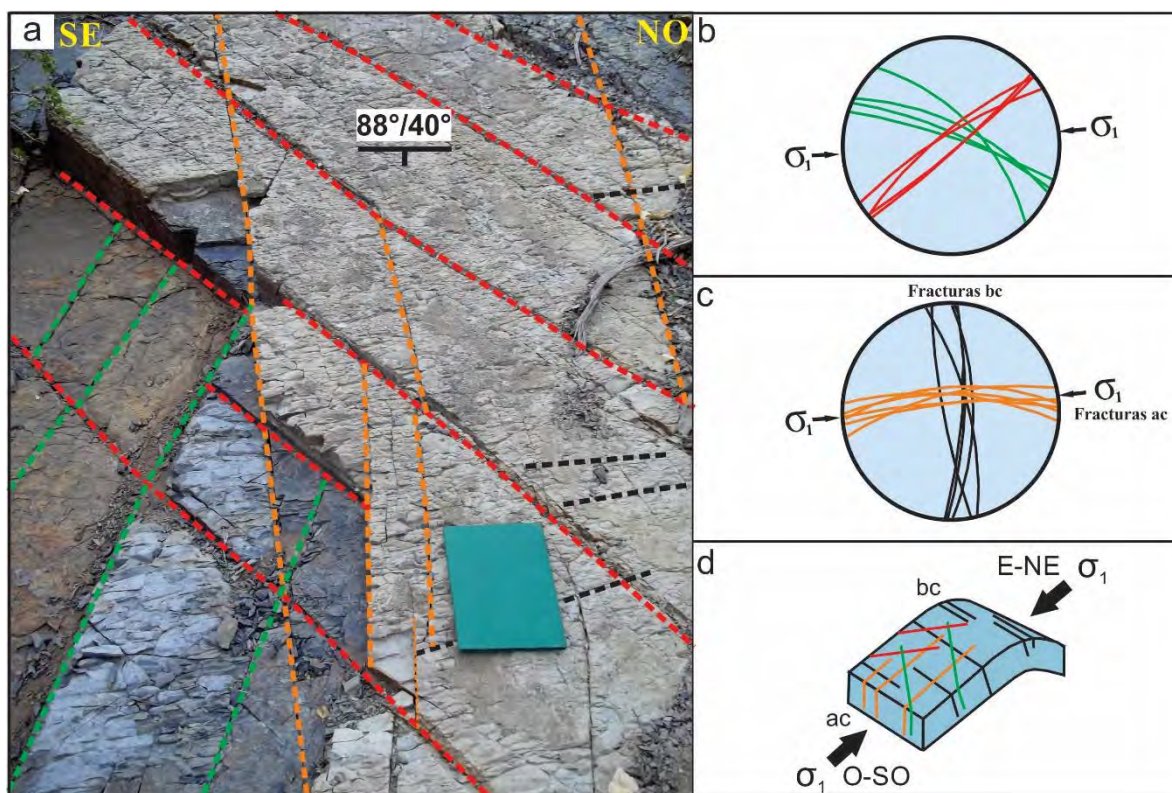


Figura 4.45. Estudio de fracturación en el anticlinal Rahueco. a) Imagen de la Formación La Manga con los juegos de fracturas analizados. b) Fracturas conjugadas, indicando la posición del sigma 1. c) Fracturas extensionales ac y bc. d) Esquema de un pliegue en donde se muestra los distintos juegos de fracturas.

A lo largo del arroyo Rahueco, la Formación Mulichinco, en cercanía al contacto con la Formación Vaca Muerta, se presenta con valores de buzamiento altos, casi verticales (Fig. 4.46 a). En esta unidad se observan fácilmente distintos juegos de fracturas, los cuales le

otorgan a la roca una forma triangular (Figs. 4.46 a, b y c). Los datos de fracturas proyectados en la red estereográfica indican varios juegos de fracturas, predominando $330^{\circ}/58^{\circ}$, $194^{\circ}/40^{\circ}$, $267^{\circ}/23^{\circ}$ y $320^{\circ}/28^{\circ}$ (Fig. 4.46 d). En el primer juego se destacan estructuras plumosas (Fig. 4.46 c), interpretándose como fracturas de tipo extensional. Asimismo, en las areniscas de la Formación Rayoso, ubicadas al este del cerro Pitrén, se han medidos similares orientaciones de fracturas (Fig. 4.47).

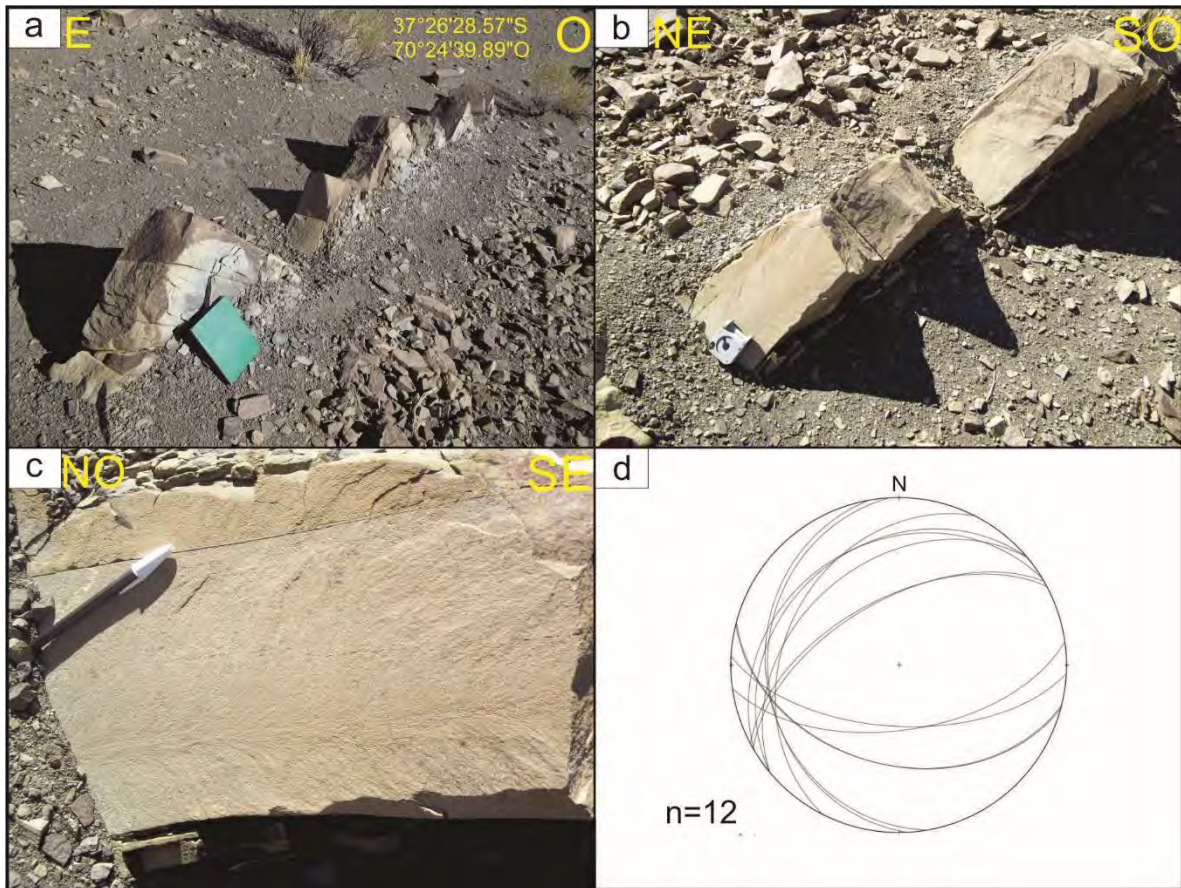


Figura 4.46. a y b) Fracturas en la Formación Mulichinco. c) Estructura plumosa observada en una fractura de orientación $330^{\circ}/58^{\circ}$. d) Proyección estereográfica de las fracturas medidas en esa unidad.

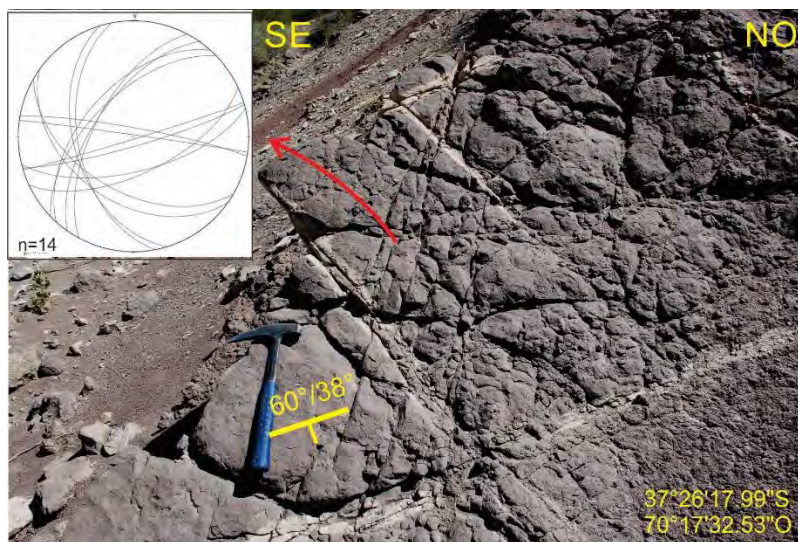


Figura 4.47. Afloramiento de la Formación Rayoso en el limbo oriental del anticlinal cerro Pitrén, mostrando distintos juegos de fracturas, las cuales fueron proyectadas estereográficamente (borde izquierdo superior).

En toda la región se realizaron varios relevamientos (similares a los anteriormente mencionados) del patrón de fracturación en afloramientos que mostraban buenas exposiciones de las superficies fracturadas. En la figura 4.48 se muestran diagramas con todas las fracturas medidas. En total, se distinguieron cuatro juegos de fracturas principales (equivalentes a los de la Formación La Manga). Los datos correspondientes a cada familia de diaclasas se graficaron individualmente y se calculó la orientación promedio de cada una de ellas (Fig. 4.48). Los juegos de fracturas con orientaciones ENE-OSO (080°) y NNO-SSE (350°) se interpretaron como fracturas extensionales a partir de la presencia de estructuras plumosas que comúnmente se encuentran rellenas por minerales. De acuerdo a la clasificación de fracturas asociadas al plegamiento de Twiss y Moores (2007), las fracturas perpendiculares a los ejes de los pliegues corresponden a fracturas tipo ac (ENE-OSO) mientras que las fracturas paralelas a los ejes serían fracturas tipo bc (NNO-SSE) (Fig. 4.48). Los otros dos juegos de fracturas tienen una orientación NO-SE (114°) y NE-SO (45°), y se interpretan como fracturas de cizalla conjugadas. A partir de las orientaciones promedios de estos cuatro juegos de fracturas se obtuvo que el esfuerzo máximo compresivo (paralelo a las fracturas ac) tiene una orientación OSO-ENE, coincidente con la orientación perpendicular a los ejes de los pliegues NNO-SSE. De acuerdo a esta orientación del esfuerzo compresivo,

las fracturas NO-SE corresponden a un juego de fracturas de cizalla sinistral, mientras que las fracturas con orientaciones NE-SO serían de cizalla dextral.

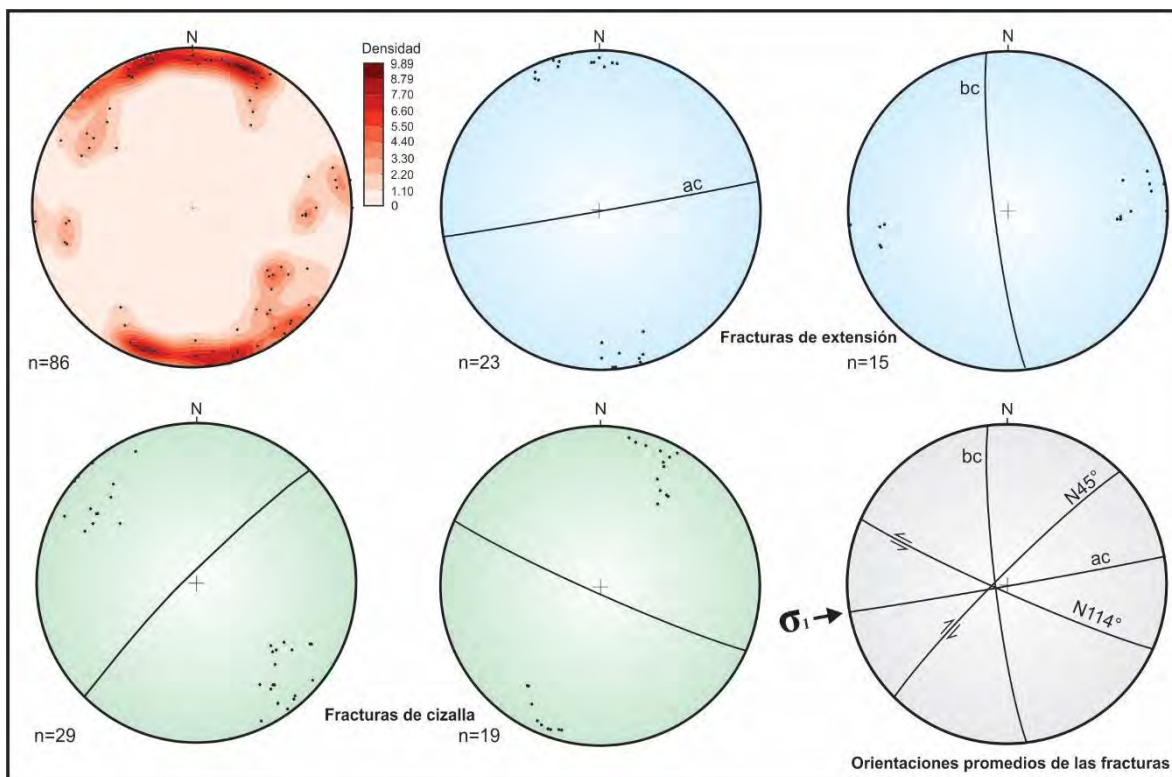


Figura 4.48. Proyecciones estereográficas de las mediciones de fracturas en distintos afloramientos que afectan a las rocas sedimentarias en la región de estudio. Se registraron cuatro juegos de fracturas principales, dos juegos correspondientes a fracturas de extensión (ac y bc) y dos juegos de fracturas de cizalla. De acuerdo a las orientaciones de las fracturas, se determinó un esfuerzo máximo compresivo en el sector septentrional de la FCP del Agrio con una orientación de OSO-ENE.

4.5. LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

4.5.1. Lineamientos Rahueco, Truquico y Taquimilán

En la zona de estudio se identificaron mediante fotointerpretación tres lineamientos regionales con rumbo SO-NE ubicados a lo largo de los arroyos Rahueco, Truquico y Taquimilán (Fig. 4.49). No se encontraron evidencias de campo de los mismos, pero los pliegues observados en la imagen satelital sugieren que estos lineamientos tienen una cinemática con componente dextral en planta. Ejemplos de este desplazamiento se observan en el limbo oriental del anticlinal cerro Pitrén y en el sinclinorio Rahueco (Fig. 4.50), por lo cual los lineamientos se habrían formado durante el estadio final de la deformación o posteriormente a la misma. El lineamiento Rahueco perturba poco a la Formación Mulichinco (50 m), pero sin embargo hacia el este es notable el desplazamiento del eje del sinclinal Rahueco (750 m). Por otra parte, el lineamiento Truquico tiene un desplazamiento de 170 metros que afecta a las distintas unidades que atraviesa (Fig. 4.50).

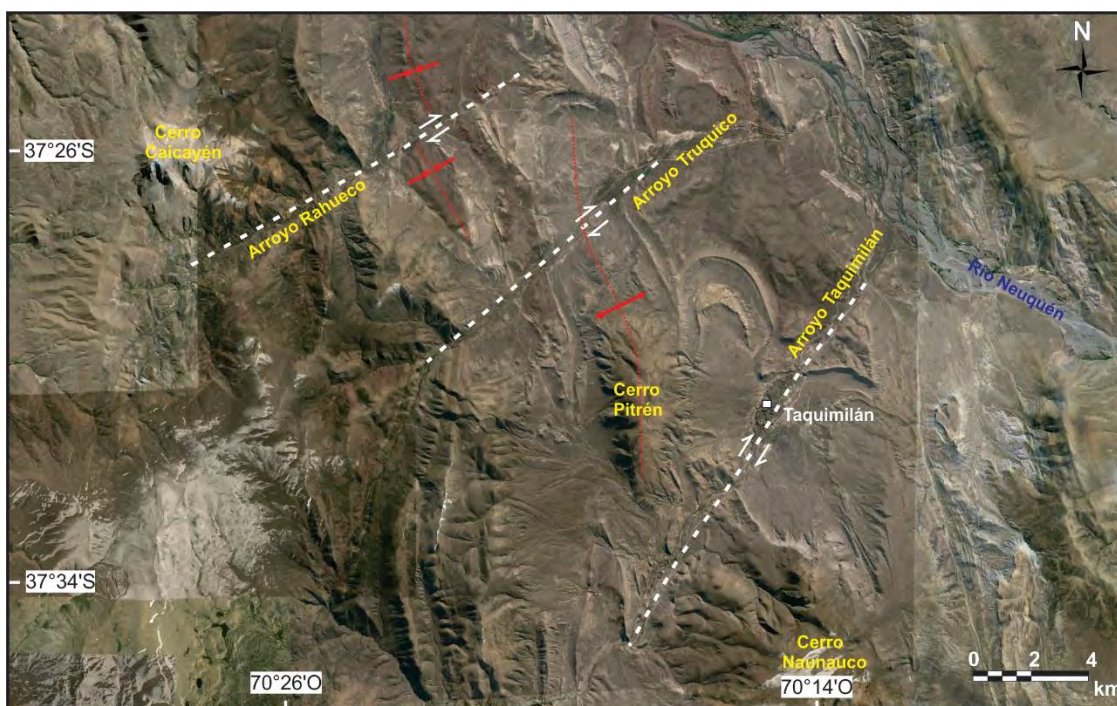


Figura 4.49. a) Ubicación en imagen satelital Google Earth de los lineamientos regionales de orientación SO-NE.



Figura 4.50.
Desplazamientos
fotointerpretados de los
lineamientos Rahueco y
Truquico.

Los lineamientos Rahueco y Truquico podrían corresponder a la continuación hacia el noreste del lineamiento Callaqui- Copahue- Mandolegüe (Fig. 4.51). Este lineamiento volcánico de rumbo NE se extiende desde el estratovolcán cuaternario Callaqui, desde Chile, atravesando el volcán Copahue y continúa hacia el este en la Cordillera de Mandolegüe formada por estratovolcanes cuaternarios, diques y conos piroclásticos (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006) (Fig. 4.52). A partir de las edades de los volcanes y a las estructuras se considera que el lineamiento ha estado activo desde el Pleistoceno (Melnick *et al.* 2006).

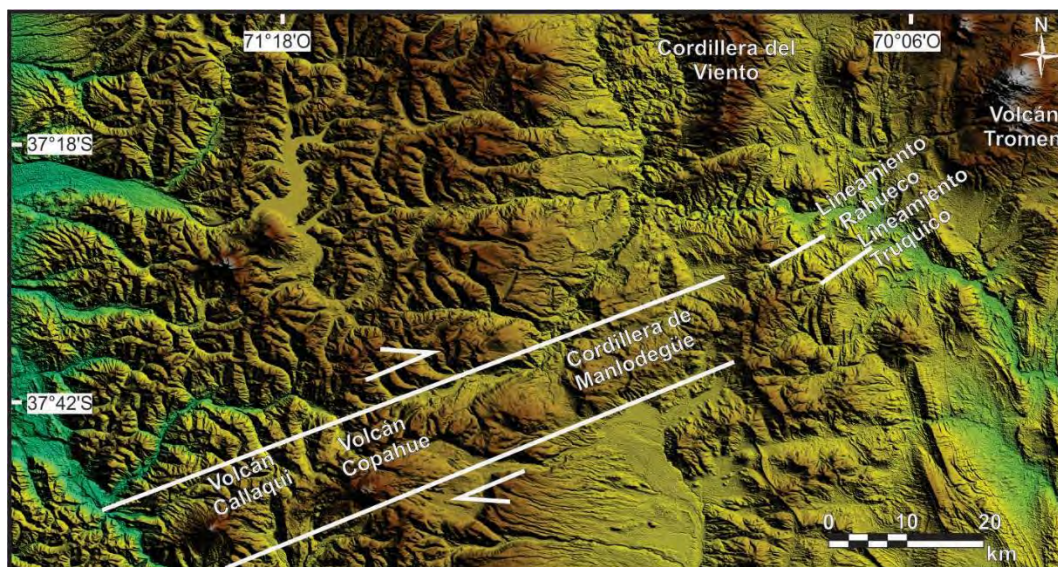


Figura 4.51. Localización del lineamiento Callaqui- Copahue- Mandolegüe y los lineamientos Rahueco y Truquico del norte de la faja corrida y plegada del Agrio.

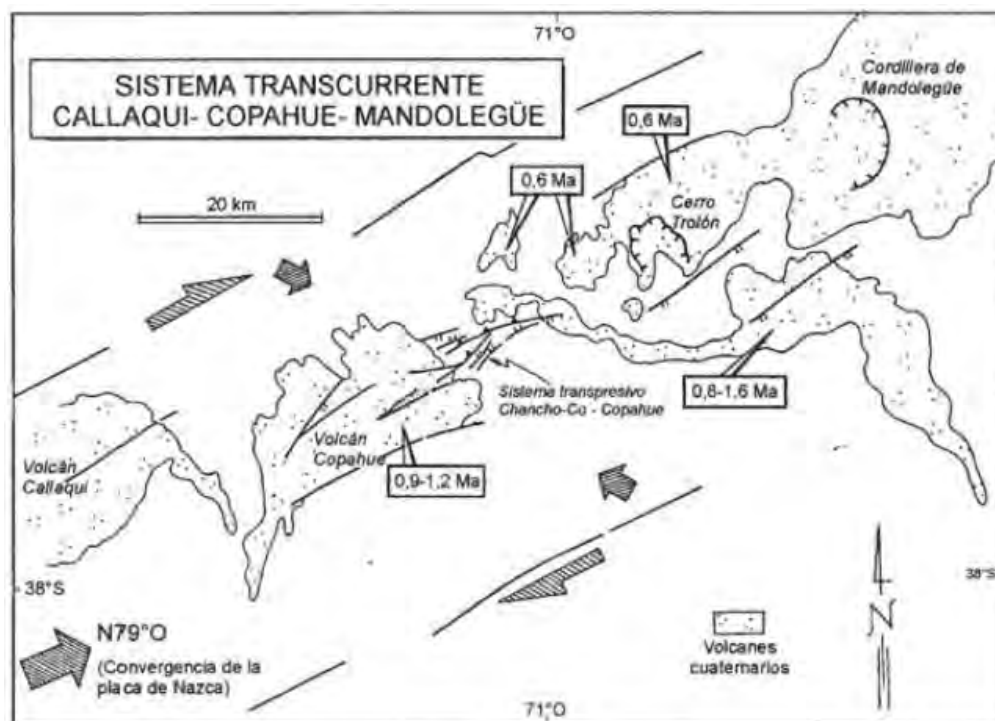


Figura 4.52. Localización del lineamiento Callaqui- Copahue- Mandolegüe (tomado de Folguera y Ramos 2000).

4.5.2. Lineamiento Cortaderas

El lineamiento Cortaderas (Fig. 4.53), originalmente propuesto por Ramos (1978) como el lineamiento Chillan- Río Neuquén- Cortaderas, ha sido interpretado para explicar las marcadas diferencias geológicas entre el sur de Mendoza y el norte del Neuquén (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Kay *et al.* 2006). Este lineamiento fue identificado con una traza casi lineal con rumbo noroeste, que pasaría por el extremo sur de la Cordillera del Viento, por Chos Malal, extendiéndose hacia el cerro Tormenta en la región de Huantraico y hacia el sur del escudo basáltico de Auca Mahuida (Llambías *et al.* 2010). Una de esas diferencias en dicha región es la disminución de la deformación compresional evidenciada por los acortamientos tectónicos en dirección norte-sur desde la faja corrida y plegada de Malargüe (Mendoza), hacia la faja corrida y plegada del Agrio (Neuquén) (Llambías *et al.* 2010). Además, con respecto al magmatismo, Kay *et al.* (2006) indican que hacia el sur del lineamiento Cortaderas las rocas magmáticas de retroarco de edad miocena a holocena están

ausentes a diferencia lo que se observa hacia el norte del mismo en las regiones del Tromen y Payún Matrú (Fig. 4.53). De acuerdo a esto, dichos autores indican que el Lineamiento Cortaderas marcaría el límite sur de la zona de subducción somera miocena.

En el Puesto Liebres, cerca del Cerro Tormenta, Cobbold y Rossello (2003) encontraron que el lineamiento Cortaderas actúa como un corrimiento con vergencia al nor-noreste. Estos autores a partir de dataciones y evidencia de campo de las unidades volcánicas afectadas por el corrimiento sugieren que la falla estuvo activa en el Eoceno. Además, en cercanía de Chos Malal, estos autores identificaron un corrimiento con vergencia nor-noreste que desplaza a la Formación Agrio sobre estratos rojos continentales que podrían corresponder a la Formación Rayoso o a la Formación Río Limay del Grupo Neuquén.

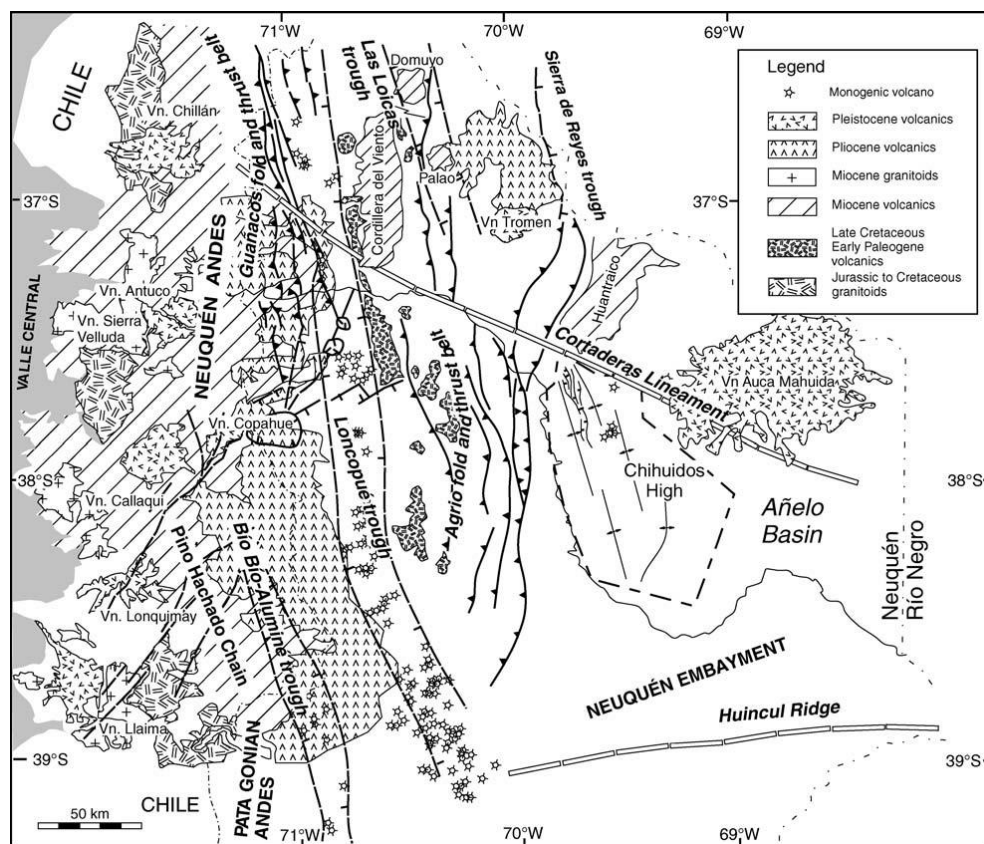


Figura 4.53. Mapa generalizado del norte de la Provincia del Neuquén donde se destacan los principales rasgos estructurales al norte y al sur del Lineamiento Cortaderas (Tomado de Ramos y Kay 2006).

Un dato llamativo en la región que atraviesa el lineamiento Cortaderas se da en el área de Mina San Eduardo, donde Zavala *et al.* (2011) constataron que en esta zona el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio tiene un espesor de casi 1000 metros, esto es aproximadamente el doble del espesor considerado para este miembro en zonas aledañas de la faja corrida y plegada neuquina (Fig. 4.54). Este espesamiento anómalo coincide con el desarrollo de numerosos intervalos arenosos distribuidos esencialmente en el sector sur del lineamiento Cortaderas (Zavala *et al.* 2011). Relevamientos de campo permitieron reconocer importantes cambios en el espesor de esta unidad ya que las areniscas se adelgazan rápidamente hacia el norte llegando a desaparecer en Puerta Curacó (Zavala *et al.* 2011). Asimismo, estas arenas muestran una progresiva disminución de espesor hacia el sur (Cordillera del Salado). De acuerdo a este análisis estratigráfico de la Formación Agrio, Zavala *et al.* (2011) interpretaron que los cambios importantes de espesor de esta unidad fueron controlados por actividad tectónica sindeposicional a lo largo de la región del lineamiento Cortaderas.

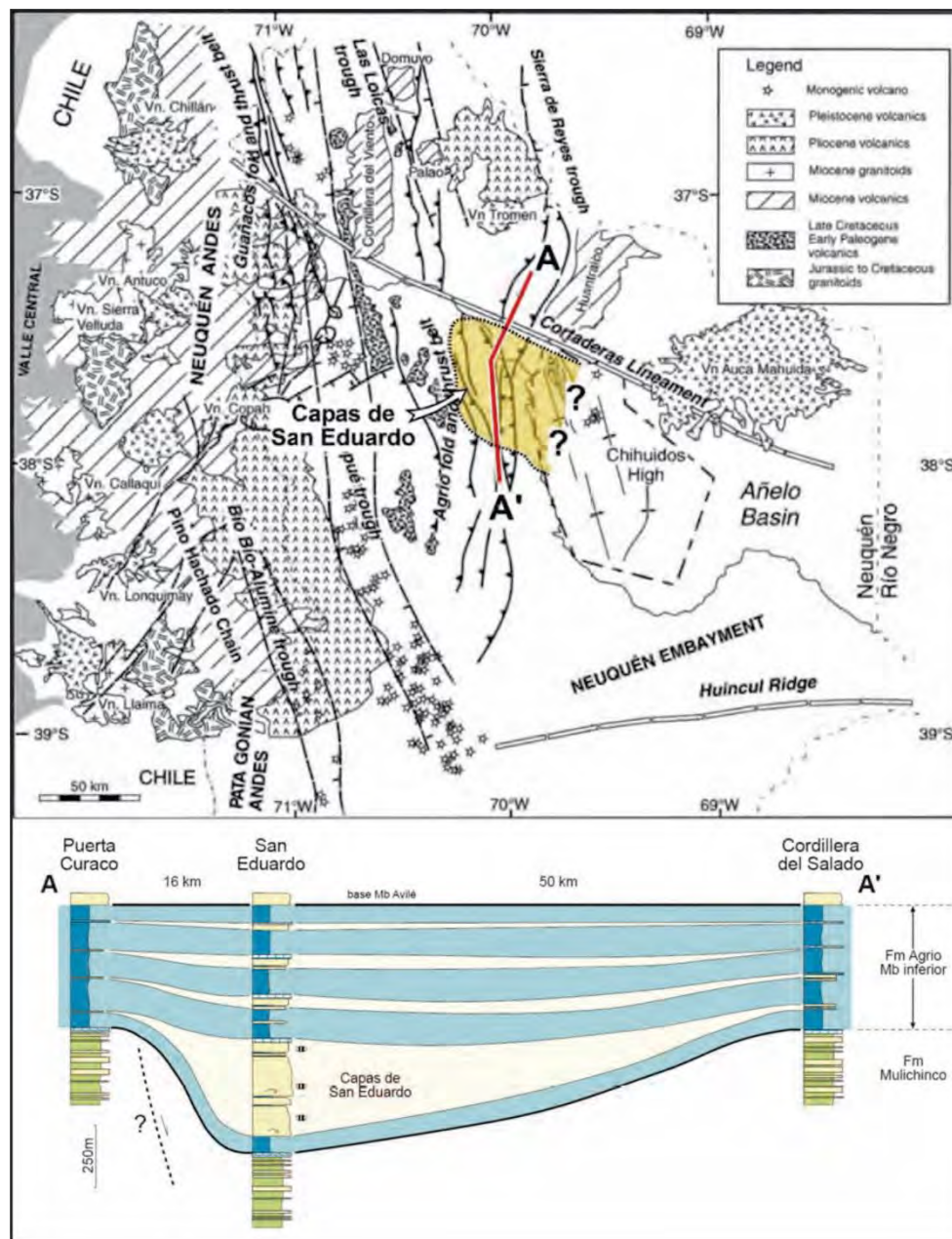


Figura 4.54. Ubicación y corte estratigráfico esquemático norte-sur de las Capas de San Eduardo mostrando la distribución y cambios de espesores a lo largo de unos 66 km. Hacia el norte el cambio de espesor aparentemente coincide con un lineamiento regional conocido como “lineamiento de Cortaderas”. Modificado de Zavala *et al.* (2011).

Con respecto a las líneas sísmicas del área, la línea 15008 atraviesa en sentido norte - sur al lineamiento Cortaderas cerca de la localidad de Chos Malal (Fig. 4.55). La sísmica no tiene buena calidad, pero sin embargo, es posible observar un anticlinal de gran magnitud hacia el sur del Río Neuquén correspondiente al anticlinal Taquimilán. Cristallini y Allmendinger

(2000) también han analizado esta línea sísmica, y dichos autores han reconocido que al norte del lineamiento, la secuencia de la cubierta sedimentaria parece estar mucho más alta. Esto lo evidenciaron debido a que identificaron un salto importante (casi de un segundo) utilizando el techo de la Formación Mulichinco, en donde hacia el sur se dispone más bajo que al norte del lineamiento. Para dichos autores tanto la información sísmica como la geología de campo muestran que el lineamiento Cortaderas separa una zona al norte en donde el nivel estructural es mucho más alto que al sur y que correspondería a una estructura de origen profundo que claramente involucra al basamento.

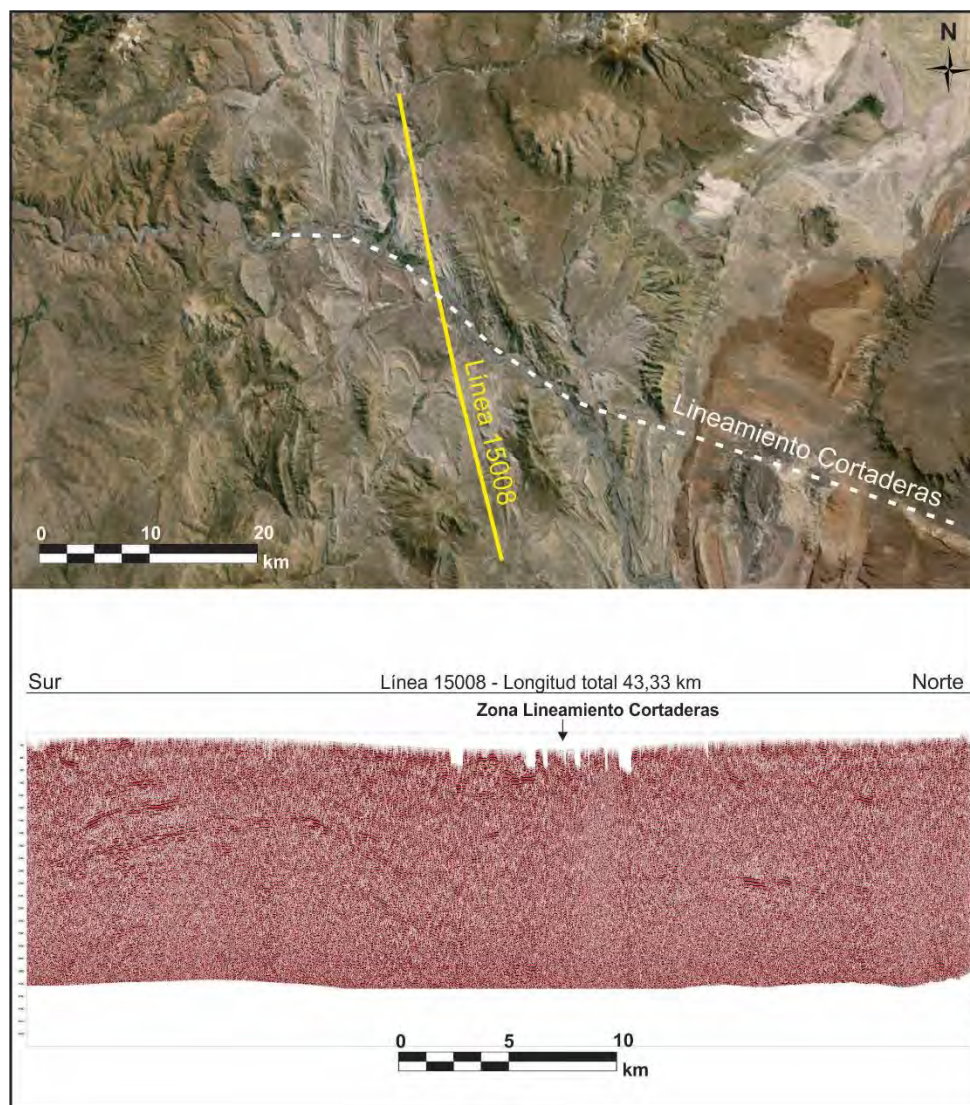


Figura 4.55. Ubicación del Lineamiento Cortaderas a lo largo de la línea sísmica 15008.

Con el fin de analizar el control tectónico que produce la estructura del lineamiento Cortaderas se analizaron las diferentes estructuras mapeadas, presentes al norte y al sur del mismo, a fin de poder establecer su importancia y su edad. A partir de dicho análisis se observa que en el tramo donde el Río Neuquén discurre este-oeste (hacia el oeste de la localidad de Chos Malal), las estructuras tienen continuidad a lo largo del rumbo, tanto al sur como al norte de donde se encontraría dicho lineamiento. El sinclinal Mayal es una de las estructuras que no exhibe cambios en la disposición de su eje, siendo el rumbo constante de orientación NNO-SSE (Sánchez *et al.* 2015). Cabe destacar que al norte del Río Neuquén, el eje se encuentra afectado por la intrusión del Mayal, lo que genera una pequeña inflexión relacionada con el emplazamiento de dicho intrusivo. Otra de las estructuras que claramente se desarrolla en las fajas corridas y plegadas, tanto de Chos Malal como del Agrio, es el anticlinal Chos Malal. Este pliegue de segundo orden, que involucra la totalidad del Grupo Mendoza y de vergencia oriental, también conserva las mismas características al norte y al sur del Río Neuquén, al igual que el sinclinal localizado inmediatamente hacia el este. De acuerdo con estas observaciones, las estructuras localizadas hacia el oeste de la localidad de Chos Malal no parecerían estar afectadas por el lineamiento Cortaderas.

En contraposición, hacia el este del área de estudio, se observa un comportamiento diferente en las estructuras al norte y al sur del límite propuesto. En la zona donde el Río Neuquén adquiere un rumbo NNO-SSE, se observa una falta de continuidad en las estructuras, en algunos casos se registran desplazamiento de los ejes, cambios de vergencias y la culminación de las mismas. Al oeste del anticlinal Tilhué Oeste, se presenta un sinclinal que presenta una fuerte curvatura de su eje de N-S a NO-SE al norte del Río Neuquén. Asimismo, el anticlinal Tilhué Este con vergencia oriental, presenta un rumbo aproximadamente NNO-SSE, diferente a las estructuras al sur y oeste del anticlinal que tiene un rumbo N-S. El anticlinal Curacó, ubicado en el extremo este del área de interés, también evidencia un cambio en su rumbo, de NE-SO a N y NNO, en concordancia con un comportamiento de tipo sinistral. A partir de estos casos al este de Chos Malal, se interpreta que el lineamiento en dicho sector tiene una cinemática de tipo sinistral.

A partir de estas características y de los estudios estratigráficos y del magmatismo mencionados anteriormente, el lineamiento podría corresponder a una falla de basamento previa. Debido a su orientación O-NO, la estructura podría vincularse con las fallas de

transferencias formadas en la etapa extensional de la Cuenca Neuquina interpretadas por Cristallini *et al.* (2006) a partir de información de subsuelo.

5. MODELADO GEOLÓGICO

5.1. MÉTODO EXPERIMENTAL

Con el fin de analizar e interpretar algunas estructuras de la faja corrida y plegada del Agrio se ha recurrido al modelado geológico experimental. La ventaja de la aplicación de este modelado es su potencial para investigar y observar directamente la influencia de distintos factores en el desarrollo de las estructuras geológicas.

A partir del mapeo de las estructuras sobre la región comprendida entre Taquimilán y cerro Curacó, se registró una concentración de pliegues con vergencia occidental (anticlinales Maitenes, San Eduardo, Pampa Tilhué, Río Neuquén, entre otros) conformando un sistema de retrocorrimientos denominado San Eduardo. En general, dichos anticlinales a partir de sus geometrías y unidades involucradas en el plegamiento se interpretaron como estructuras de segundo orden formadas por retrocorrimientos con un nivel de despegue en la Formación Auquilco. La principal incertidumbre radica en establecer la cinemática de los retrocorrimientos, es decir conocer si se formaron en secuencia normal (*piggyback*), donde las fallas más jóvenes se forman en el bloque de piso de la falla anterior, o retrograda (*break-back thrust*) donde la falla más joven ocurre en el bloque de techo de la estructura formada previamente (Figs. 5.1 a y b). Otra cuestión de estos pliegues de segundo orden es que, si estarían vinculados o no a estructuras de primer orden, y si esto sucede, si pueden estar asociados a una estructura de basamento de vergencia oriental similar a lo que sucede con la estructura de Rahueco al oeste. Por lo tanto, para analizar la evolución de dichas estructuras, se realizó un modelo experimental llevando a escala de laboratorio el espesor total de las unidades sedimentarias involucradas en la deformación junto al basamento (Fig. 5.1 c).

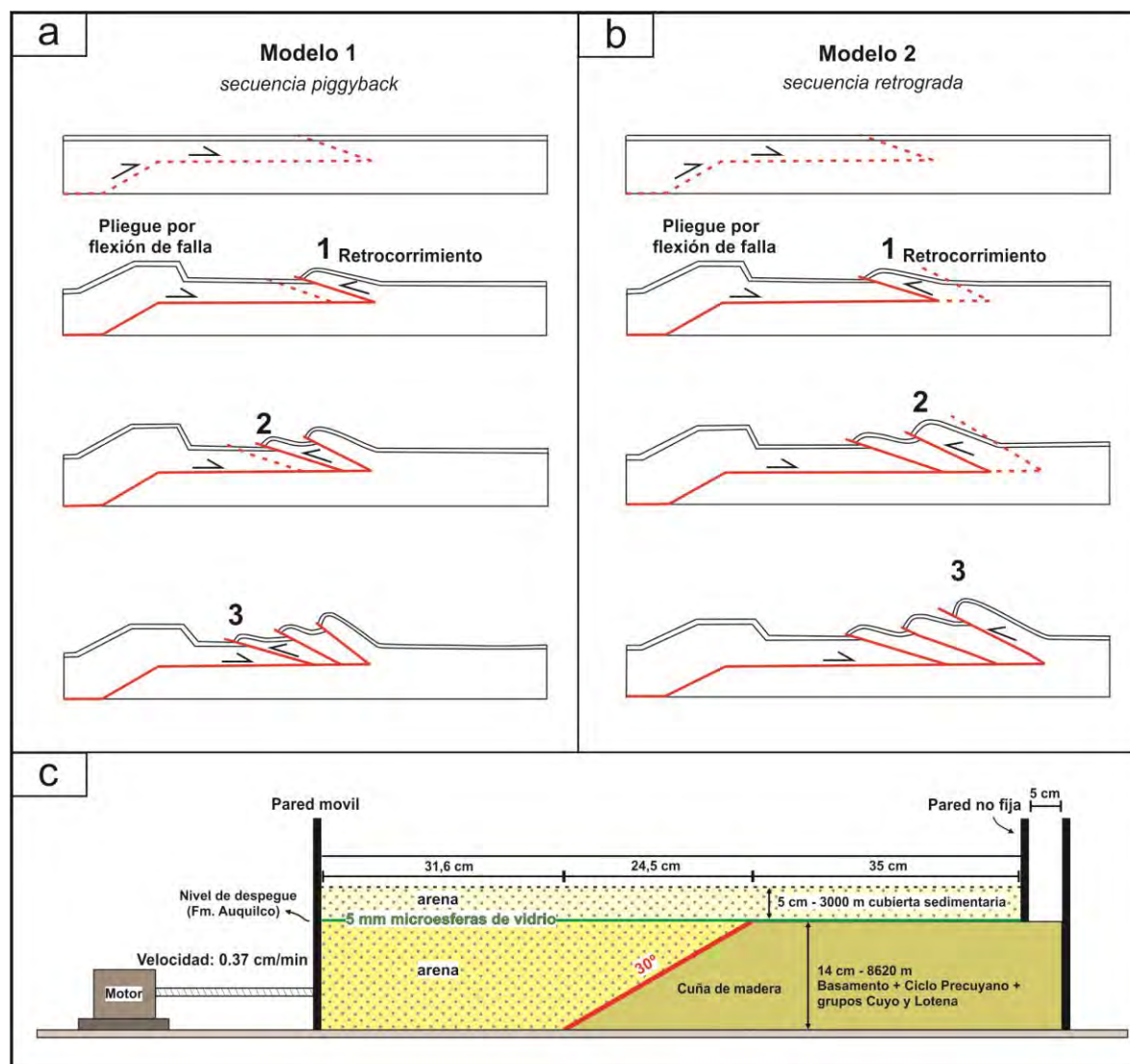


Figura 5.1. a) Secuencia de retrocorrimientos normal tipo *piggyback*. b) Secuencia de retrocorrimientos retrograda o *break-back thrust*. c) Esquema del modelo experimental.

El modelo análogo se realizó sobre una mesa de aluminio en el Laboratorio de Modelado Geológico de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Una serie de orificios equiespaciados entre sí por 5 cm permite fijar los distintos componentes necesarios como el motor, soportes, sedimentador, etc.

El modelo experimental tiene en total 96 cm de largo por 13 de ancho contenido a ambos lados por placas de acrílico de un metro de largo (Figs. 5.2 a y b). Se utilizó una madera en forma de cuña con un ángulo de 30° (Fig. 5.2 c) con un total de 65 cm aproximadamente de largo, 14 cm de alto y 13 cm de ancho (Fig. 5.1 c). Esta cuña de madera simularía el

basamento y la secuencia sedimentaria por debajo del nivel de despegue principal regional representado en la zona de estudio por la Formación Auquilco.

Para aplicar compresión al modelo se utiliza un pistón desde un lado, el cual es impulsado mediante un tornillo sin fin accionado por un motor eléctrico paso a paso (Figs. 5.2 b y c) controlado desde una computadora y con un reductor mecánico permitiendo de esta forma movimientos precisos. La velocidad del movimiento del motor aplicada en el modelo fue de 1 cm cada 2'20".

Los materiales utilizados en el modelo fueron arena seca de distintos colores (Fig. 5.2 d) y microesferas de vidrio (Fig. 5.2 e). Los granos de arena empleados eran redondeados, bien seleccionados y su tamaño menor a 800 micrones. Por otra parte, las microesferas de vidrio dado que tienen menor fricción que la arena, se las utiliza en el modelo como un nivel incompetente, simulando zonas de despegues de falla. Para rellenar el modelo con arena, se utilizó un sedimentador, el cual deposita las capas de material granular de manera homogénea y horizontal mientras que se desplaza sobre dos rieles dispuestos en los bordes de la mesa (Figs. 5.2 c y f). La evolución del modelo fue fotografiada desde soportes fijados a ambos lados, utilizando cámaras digitales controladas remotamente por computadora.

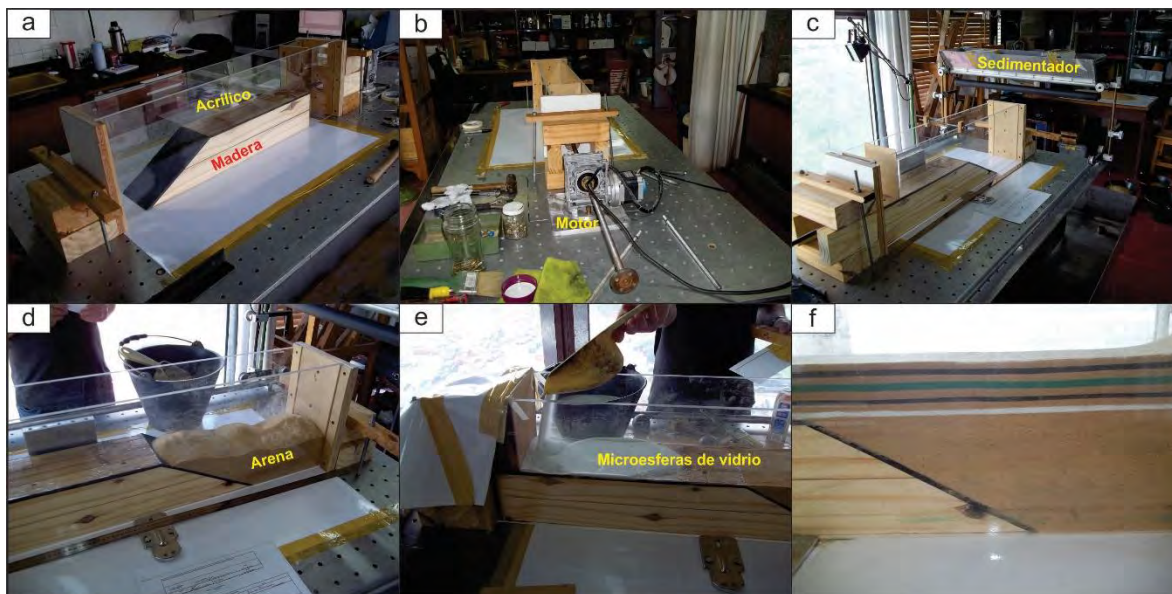


Figura 5.2. a) Cuña de madera ubicada entre medio de placas de acrílico. b) Motor paso a paso que mueve el pistón. c) Tamizador utilizado para la sedimentación de la arena. d) Relleno de arena manualmente hasta el tope de la cuña de madera. e) Colocación de microesferas de vidrio para simular nivel de despegue. f) Terminación del modelo donde se colocaron capas de arenas de diferentes colores.

5.2. RESULTADOS DEL MODELADO

El experimento realizado tuvo una duración de 56'30" con un desplazamiento total de 25,3 cm desde la etapa inicial sin deformar. Al iniciar la compresión en el modelo, se observa la formación de un pliegue por flexión de falla asociado a la falla con geometría de llano-rampa-llano en la zona de la cuña de madera (Figs. 5.3 a y b). A medida que se desplaza la arena por la rampa, se forman cerca del inicio de la misma, una falla antitética con vergencia opuesta al desplazamiento afectando todas las unidades superiores (Fig. 5.3 b). Al continuar la compresión, este retrocorrimiento se desplaza pasivamente a lo largo de la rampa de madera, y se forma uno nuevo hacia el inicio de la misma (Fig. 5.3 c). De esta forma, los retrocorrimientos más nuevos se encuentran cerca del inicio de la rampa configurando una geometría tipo *pop-up*. Por otra parte, a medida que se forman retrocorrimientos en el limbo trasero, en el frente del pliegue se generan fallas menores por cizalla (Fig. 5.3 c). Tanto estas fallas como los retrocorrimientos permiten acomodar deformación en ambos flancos de la estructura mayor.

A medida que avanza el pliegue por flexión de falla de izquierda a derecha, las capas por encima del despegue no pueden continuar su desplazamiento en dicha dirección ya que alcanzaron el borde del modelo, por lo cual se genera un retrocorrimiento (R1) con despegue en el nivel de microesferas de vidrio en el extremo derecho del modelo (Fig. 5.3 c). Posteriormente con el avance de la deformación, se siguen formando retrocorrimientos en secuencia normal (R2 y R3), generándose en total tres pliegues con vergencia opuesta al avance de la deformación (Figs. 5.3 d y e).

En los últimos estadios de deformación, el frente del pliegue de flexión de falla se acerca al último retrocorrimiento formado y no queda espacio para generar un cuarto retrocorrimiento. En esta instancia final del experimento, el desplazamiento adicional aplicado al borde izquierdo del modelo se resuelve mediante una falla que corta el limbo frontal del pliegue mayor y luego tiende a horizontalizarse en niveles superiores (Figs. 5.3 e y f).

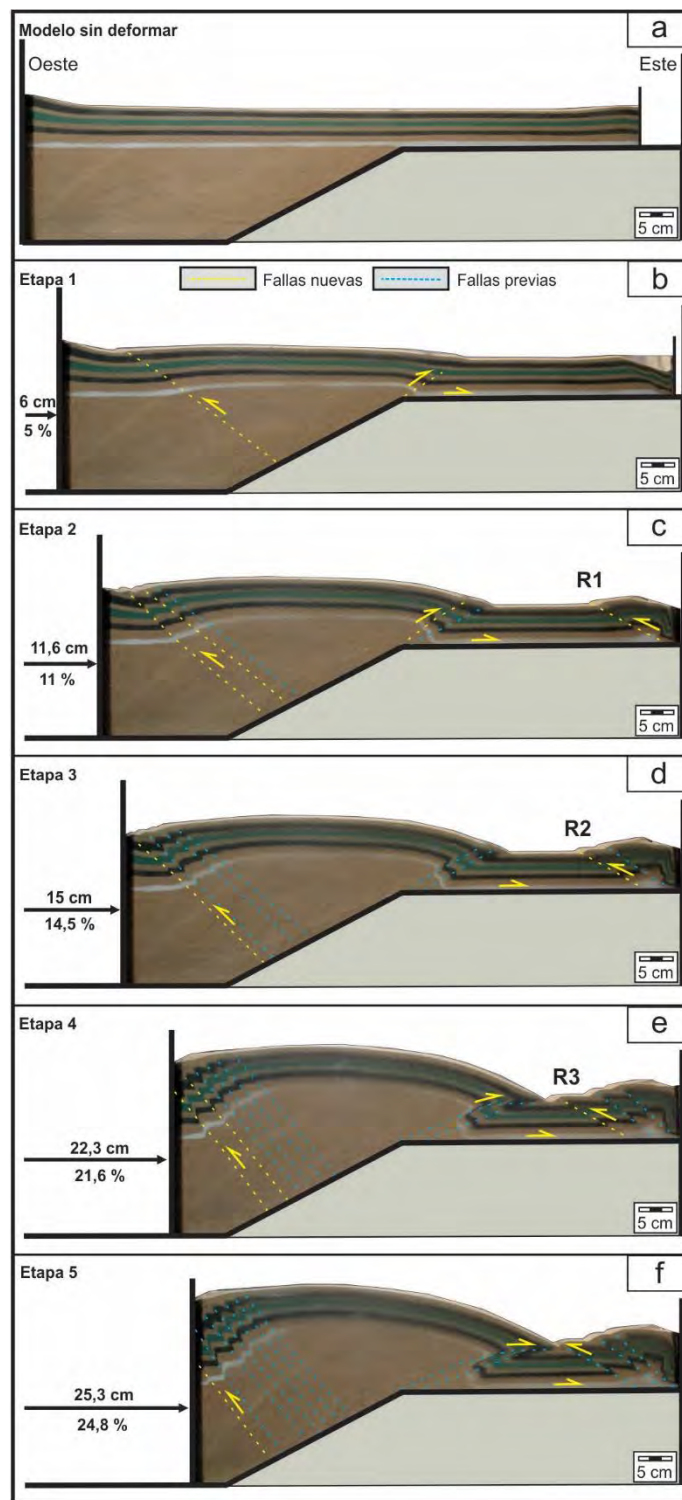


Figura 5.3. a)-f) Modelado geológico. La velocidad del desplazamiento aplicada al modelado fue de 1 cm cada 2'20".

A partir de los resultados obtenidos con el modelado geológico, se puede observar que en el frente del pliegue por flexión de falla se formó un sistema de retrocorrimientos en secuencia normal. En la figura 5.4a se puede notar cómo estas fallas varían sus ángulos de formación cuando se forma un nuevo retrocorrimiento en secuencia imbricada. El ángulo inicial de las fallas varía entre 28° - 30° , sin embargo, con la formación continua de fallas en el bloque yacente, los ángulos de las fallas previas aumentan hasta 37° - 43° (Fig. 5.4 a). Los tres pliegues en el modelo se pueden correlacionar con los anticlinales de San Eduardo, Pampa Tilhué y Maitenes del sector sur de la zona de estudio que serán analizados en el capítulo 6.2.3.1. Por lo tanto, en base a los resultados del modelado es posible inferir que los pliegues del sistema retrocorrimiento San Eduardo registrados en la faja corrida y plegada del Agrio se desarrollan en secuencia normal asociados a una estructura de basamento con vergencia oriental (Fig. 5.4 b).

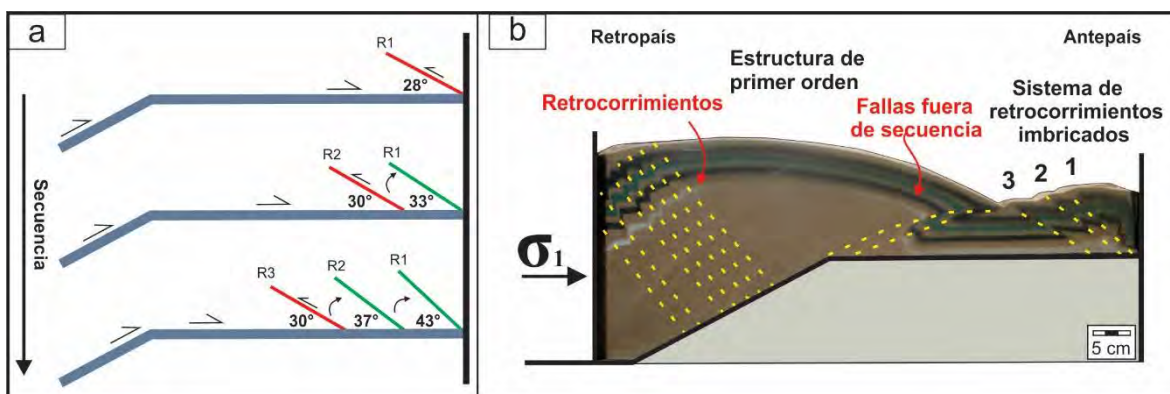


Figura 5.4. a) Evolución de la secuencia de plegamiento de los retrocorrimientos donde se observa cómo se pliegan las fallas previas cuando se forma una nueva falla en el bloque yacente. b) Etapa final del modelado geológico donde se indican con números del 1 al 3 el orden de formación de los retrocorrimientos en el frente del pliegue por flexión de falla.

6. SECCIONES ESTRUCTURALES BALANCEADAS

6.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Las fajas corridas y plegadas están caracterizadas, en general, por complejas estructuras, donde la información sísmica es escasa o bien en algunos casos presenta mala calidad. Es por esto que para verificar el correcto análisis geométrico es necesario realizar el balance de la sección geológica interpretada, la cual fue construida de acuerdo al mapeo en detalle de las estructuras en superficie.

Las secciones balanceadas han sido una herramienta fundamental del geólogo estructural durante más de 50 años, proporcionando tanto un modelo geométrico de la subsuperficie, así como una estimación del acortamiento en una región específica de un orógeno (Judge y Allmendinger 2011). Una sección geológica balanceada demuestra una posible correcta geometría de las estructuras y puede ser restaurada a su estado inicial sin deformación a través de pasos cinemáticamente razonables (Mitra 1992). Esto quiere decir que un balance representa una sección que en estado deformado es admisible y viable (Marshark y Woodward 1988). Una sección admisible refleja las estructuras reales observadas en la superficie. Por otra parte, una sección viable consiste en un perfil geológico que puede restaurarse a su estado sin deformación preservando la geometría de las fallas y también las longitudes de las capas como de las áreas. Además, el balance de una sección estructural es útil para estimar el acortamiento tectónico de una zona. Este valor permite cuantificar la intensidad de la deformación para un sector de la corteza y de esta forma, compararlos con otras regiones.

En la exploración petrolera, el propósito de las secciones balanceadas es principalmente proponer modelos posibles, evaluar su riesgo e intentar definir con precisión la geometría de las estructuras, principalmente pliegues relacionados a fallas, en subsuelo. Esto se debe a que la acumulación de hidrocarburos puede tener lugar en las zonas de compresión, por lo general, en las zonas de charnela de los anticlinales (Moretti y Callot 2012).

Métodos para la construcción de secciones balanceadas

Principalmente, existen dos métodos para balancear secciones geológicas: balance por longitud de línea y balance por área (Fig. 6.1). El balance por longitud de línea se basa en la condición de que el plegamiento se produce a través de cizalla paralela a la estratificación, (Judge y Allmendinger 2011). Por lo tanto, la magnitud de acortamiento es la diferencia entre la longitud de la capa en el estado deformado y la misma capa en el estado no deformado (Fig. 6.1 a). Este método requiere un modelo geométrico que trate de replicar la geología real del subsuelo, y que se encuentre condicionado por reglas empíricas para poder ayudar a asegurar la viabilidad del perfil geológico (Bally *et al.* 1966, Woodward *et al.* 1989). La validez de una sección geológica es probada por la restauración de todas las longitudes de líneas a su posición previa a la deformación. Si la sección está balanceada, entonces es consistente con la estratigrafía (admisible) y es geoméricamente viable porque cumple con reglas geométricas precisas. Por otra parte, si las longitudes de línea no tienen terminaciones coherentes o existen geometrías de fallas naturalmente irreales, la sección geológica debe ser modificada para balancear correctamente (Mitra 1992).

El método de balance por área se basa en la condición de que el área de la sección geológica deformada es igual al área de la sección no deformada (Chamberlin 1910, Mitra y Namson 1989). Es un método más generalizado que el balance por longitud de línea, porque el equilibrio del área proporciona un método de calcular el acortamiento que no depende de una interpretación geométrica específica del subsuelo (Fig. 6.1 b). El método no proporciona la resolución geométrica o temporal que se obtiene realizando el balance por longitud de línea. Sin embargo, esta independencia es también una ventaja del balance por área, porque el método engloba cualquier modelo cinemático de pliegue de dos dimensiones que llene el área requerida y absorbe todas las escalas de la deformación (Judge y Allmendinger 2011).

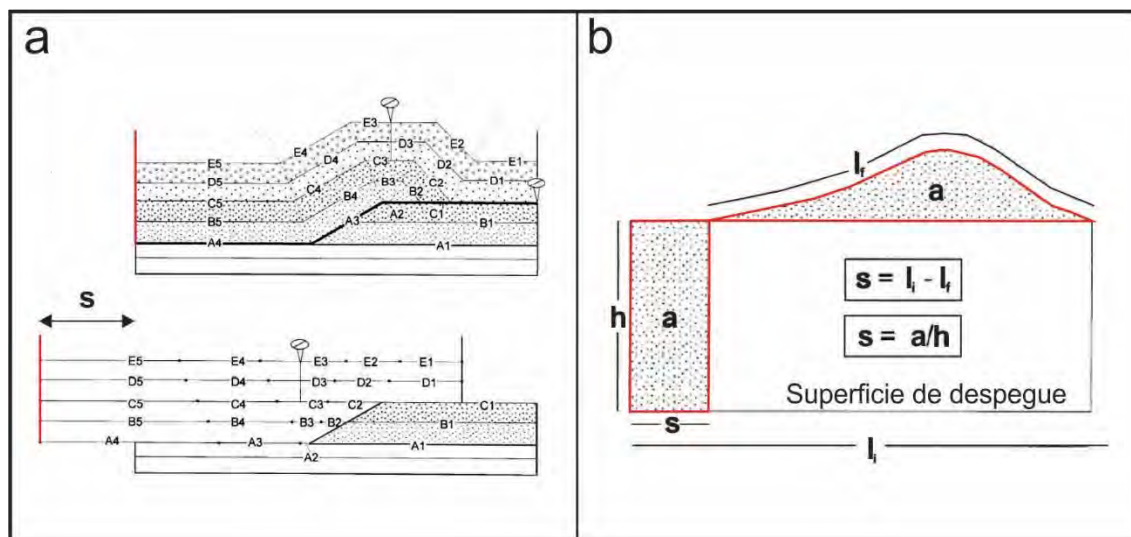


Figura 6.1. Métodos para balancear secciones estructurales. a) Por longitud de línea. b) Balance por área. s: acortamiento; l_f : longitud final; l_i : longitud inicial; a: área; h: altura.

6.2. SECCIONES BALANCEADAS DE LA FCP DEL AGRIO

Se construyeron tres secciones de más de 50 km de extensión con orientación oeste-este a lo largo del área de estudio a partir de los datos estructurales (Fig. 6.2). En la sección del extremo sur se realizó también, una sección regional de 110 km de extensión. Las estructuras en las secciones geológicas fueron reconstruidas aplicando los modelos geométricos de pliegues relacionados a falla, por ejemplo, Suppe (1983), Suppe y Medwedeff (1990), Mitra (1990), Erslev (1991), entre otros, mientras que la restitución se efectuó a través del método de conservación de la longitud de líneas (Dahlstrom 1969). Los espesores de las unidades sedimentarias involucradas en la región fueron determinados a partir de mediciones de campo, datos de perforaciones (Bs.Nq.Ch.x-1; Bs.Nq.ChE.x-1; Sj.Nq.Cu.x-1; YPF.Nq.Tm.x-1; YPF.Pt.Nq.x-1), y de trabajos previos sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina (Zöllner y Amos 1973, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Leanza *et al.* 2006, etc.).

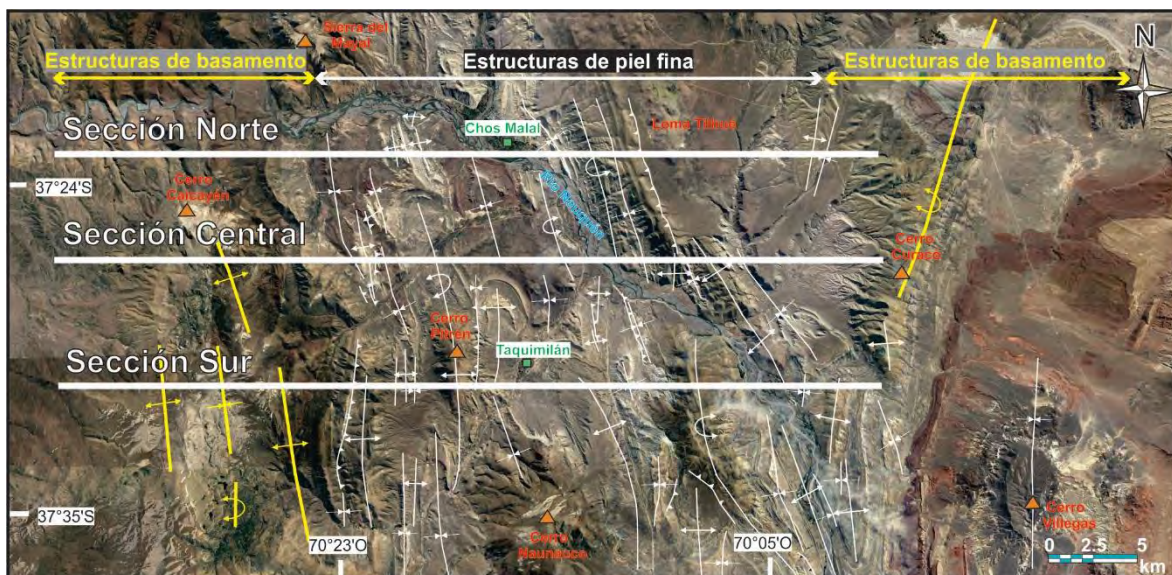


Figura 6.2. Imagen satelital con la ubicación de las tres secciones estructurales.

6.2.1. Sección Norte ($37^{\circ}23'S$)

La sección estructural norte fue construida entre el norte del cerro Caicayén y la Loma Tilhué (Fig. 6.2). La misma fue confeccionada subparalelamente a la línea sísmica 15009 con el objeto de ajustar con mayor precisión las estructuras en subsuelo (Fig. 6.3). En esta línea sísmica se aprecia que al este de la Loma Tilhué hay reflectores inclinados hacia el oeste que corresponderían a la cubierta sedimentaria por encima del basamento no estratificado, por lo cual en dicho sector se interpreta que tanto la secuencia sedimentaria como el basamento muestran una moderada inclinación hacia el oeste (Fig. 6.3). La elevación del basamento hacia el sector oriental podría asociarse en profundidad al corrimiento que produce la estructura de basamento de Las Yeseras fuera del área de estudio.

En distintos sectores a lo largo de la línea sísmica, debajo de las reflexiones fuertes y continuas que representarían la secuencia sedimentaria jurásica-cretácica, se identificaron una serie de reflectores difusos interpretados como el Ciclo Precuyano debido al variable espesor (Fig. 6.3). Pese a la baja calidad de la línea 15009, es posible reconocer escasas fallas normales de alto ángulo que no manifiestan en general evidencias de inversión tectónica. Un alto estructural observado en profundidad debajo del cerro Pitrén, con una serie de reflectores

infrayacentes engrosados y que conservan aun desplazamiento extensional, puede ser interpretado como una falla normal con escasa reactivación (Fig. 6.3).

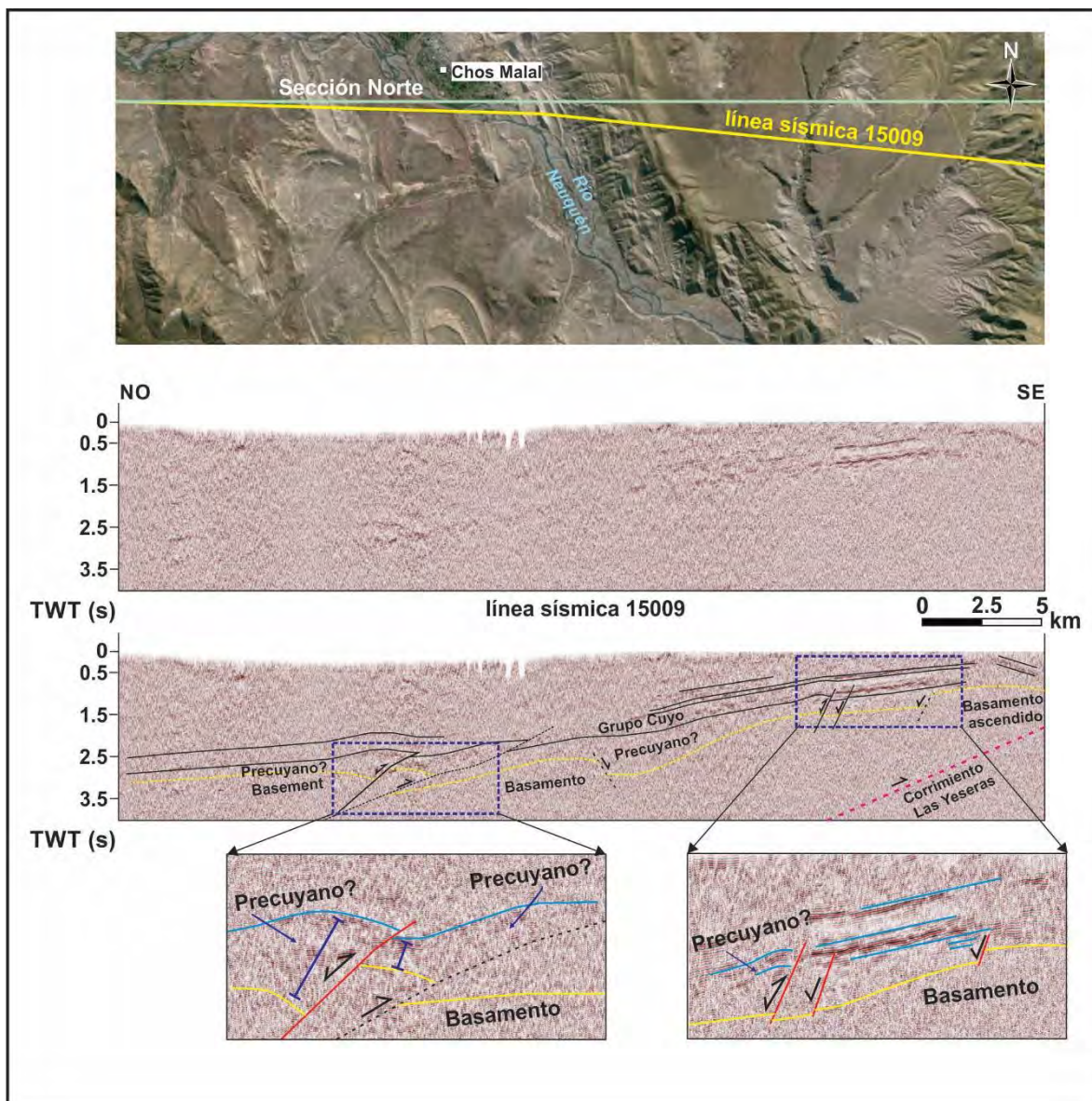


Figura 6.3. Interpretación de la línea sísmica 15009. En el oeste de la línea se reconoce un alto estructural posiblemente atribuido a una estructura de inversión tectónica con poco desplazamiento donde se observa un engrosamiento en el espesor al oeste de la estructura.

La sección norte se destaca por presentar en el oeste estructuras de basamento, como el anticlinal Rahueco, y que a causa de su desplazamiento forman hacia el este estructuras de piel fina (Fig. 6.4). En el extremo este del perfil se observa como tanto el basamento como

la cubierta sedimentaria están basculados e inclinados hacia el oeste (identificado en la sísmica 15009) por el corrimiento Las Yeseras. A lo largo de esta sección, se interpretará cuatro corrimientos de basamento indicados en la figura 6.4, los cuales fueron identificados a partir de la línea sísmica y por las geometrías del estilo de plegamiento en superficie. Estos se denominaron de oeste a este como: corrimientos Rahueco, Rahueco bajo, Neuquén y Las Yeseras.

El anticlinal Rahueco se interpretó como una cuña de basamento que asciende por un corrimiento de bajo ángulo buzante al oeste, exponiendo en superficie las unidades jurásicas del Grupo Cuyo (Fig. 6.4). Esta cuña tectónica se desarrolla como un pliegue por flexión de falla que se desplaza a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco. Según Minniti *et al.* (1986) este anticlinal de vergencia oriental es consecuencia del arrastre producido a través de una rampa generada por una falla inversa con buzamiento al oeste que afecta al basamento. Del mismo modo, Nocioni (1996) considera que el rasgo fundamental de la estructura de basamento en la región de la faja corrida y plegada consiste en la presencia de corrimientos de bajo ángulo vergentes hacia el este, como consecuencia de los empujes andinos cenozoicos. Las mediciones en ambos limbos de la estructura indican que el eje del pliegue tiene un rumbo NNO-SSE, subparalelo al resto de las estructuras mapeadas en la región, lo cual contrasta con la orientación ENE-OSO ilustrada en la cartografía preexistente (Minniti *et al.* 1986, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). De acuerdo a la interpretación presentada en este trabajo, esta gran estructura braquianticlinal de la región del cerro Caicayén genera el levantamiento tectónico de las unidades basales de la Cuenca Neuquina de un modo similar a la estructura de la Cordillera del Viento en la faja corrida y plegada de Chos Malal. En dicha estructura, al norte del Río Neuquén, se produce la exposición de rocas del basamento a partir de una estructura interpretada por algunos autores como una cuña o pliegue por flexión de falla de primer orden (Kozłowski *et al.* 1998, Sánchez *et al.* 2014, Turienzo *et al.* 2014).

El desarrollo del anticlinal Rahueco como pliegue por flexión de falla permite transmitir deformación en su frente formando estructuras de segundo orden como el anticlinal cerro Pitrén (Fig. 6.4). El corrimiento que genera este pliegue tiene un nivel de despegue en la Formación Auquilco, y asociado al mismo se forma el anticlinal Truquico con vergencia occidental. Hacia el este de la sección se desarrollan las estructuras de la Loma Tilhué

vinculadas al desplazamiento de cuñas de basamento del oeste, las cuales serán explicadas en el capítulo 6.2.1.1.

La restitución y balance de los distintos pliegues asociados a fallas en la sección norte (Fig. 6.4) permitió obtener un acortamiento de 10.9 km (17,9 %).

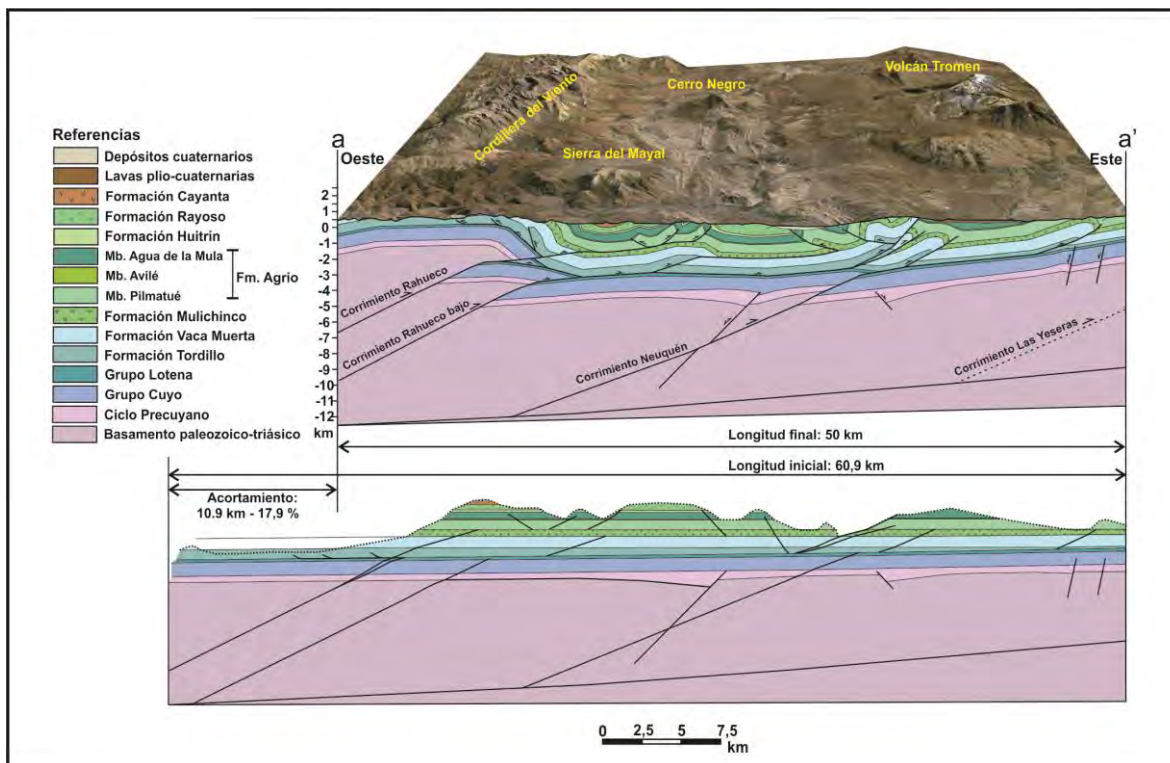


Figura 6.4. Sección estructural norte ($37^{\circ}23'S$) entre el norte del cerro Caicayén y cerro Curacó.

6.2.1.1. Cinemática de las estructuras de la Loma Tilhué

Un ejemplo de estructuras de piel fina de gran complejidad se localiza en la Loma Tilhué donde se concentran varios pliegues de segundo orden en unos pocos kilómetros (Figs. 4.1 y 6.2). Para comprender la evolución cinemática de dichas estructuras se construyó un modelo en etapas utilizando el programa *Fault-Fold-Forward* (Allmendinger 2012). Este programa permite reconstruir las estructuras combinando geometrías de pliegues por flexión de falla y pliegues de propagación de falla tipo *trishear*, y a su vez, obtener el acortamiento en cada estadio de la deformación. En este modelo todas las estructuras en la Loma Tilhué se interpretaron como pliegues por propagación de falla, considerando un ángulo apical de la

zona *trishear* de 60° y una relación de propagación *versus* desplazamiento (p/s) de 2. Para iniciar el modelado, en un principio se insertaron en el programa los espesores promedios de las unidades de la cubierta sedimentaria involucradas en las estructuras.

A partir de la deformación proveniente de una cuña de basamento al oeste, se forman los anticlinales Tilhué Oeste y Tilhué Este, (Fig. 6.5 a etapa 1). Ambas estructuras corresponden a pliegues por propagación asociados a fallas con ángulo de corte de 30° y vergencias opuestas, conformando una estructura de tipo *pop-up*. Con el progresivo aumento de la contracción, el anticlinal Tilhué Este es cortado por una falla fuera de secuencia buzante al oeste (Fig. 6.5 a etapa 2), la cual permite el levantamiento de Formación Vaca Muerta. Finalmente, un nuevo corrimiento formado en secuencia normal genera el anticlinal Pampa Tilhué, con vergencia al este, el cual traslada y bascula parcialmente a las estructuras previamente formadas (Fig. 6.5 a etapa 3). La posterior formación del corrimiento Las Yeseras, generando una suave inclinación del basamento hacia el oeste, produce una leve rotación de estas estructuras de piel fina (Fig. 6.5 b). La configuración final alcanzada en el modelo cinemático, presenta una gran semejanza con las estructuras expuestas en la Loma Tilhué a lo largo de la sección norte a-a' (Fig. 6.4).

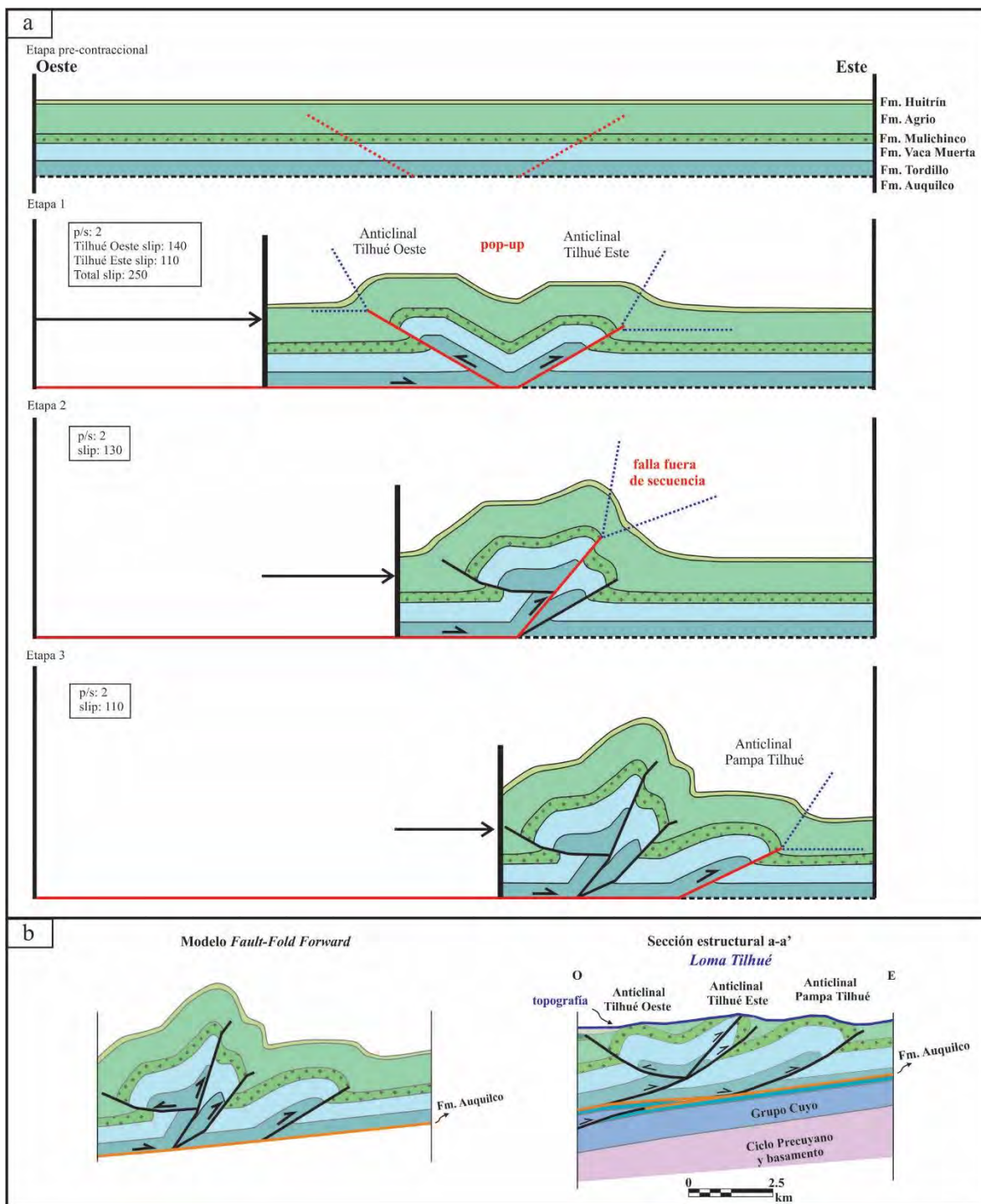


Figura 6.5. a) Evolución cinemática de las estructuras tectónicas de Loma Tilhué. El modelado de deformación se reconstruyó a partir del *software Fault Fold Forward* (Allmendinger 2012). b) Comparación del modelado con la sección estructural.

6.2.2. *Sección Central (37°27'S)*

Esta sección fue construida entre el cerro Caicayén y el flanco oeste del cerro Curacó. En esta sección estructural, a diferencia de la sección norte, la estructura de basamento del anticlinal Rahueco presenta mayor desarrollo (Fig. 6.6). En el limbo frontal de la cuña está afectada por los retrocorrimientos registrados a lo largo del arroyo Rahueco. Los pliegues mapeados que afectan a las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en esta región se interpretaron como pliegues asociados a fallas que despegan en la Formación Auquilco. Hacia el este, el anticlinal del cerro Pitren es afectado por mayor desplazamiento de las fallas que en la sección al norte, ya que presenta su limbo frontal basculado por la propagación de una falla despegada en la Formación Auquilco. Además, asociados a la formación de este pliegue se forman los anticlinales Taquimilán Centro (con vergencia al este) y Truquico (con vergencia al oeste) como estructuras de tercer orden despegadas en las pelitas de la Formación Vaca Muerta.

La reconstrucción de los distintos pliegues asociados a fallas a los 37°27'S (Fig. 6.6) permitió obtener un acortamiento de 11.2 km (18.05%).

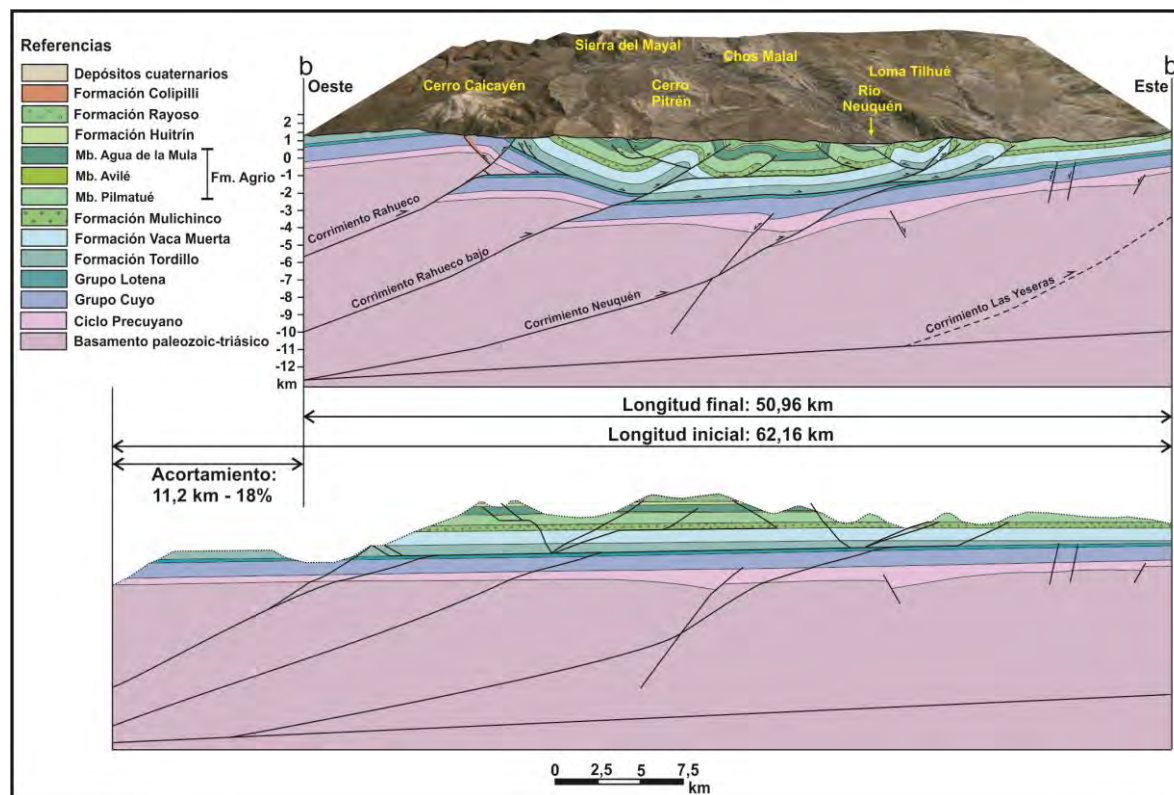


Figura 6.6. Sección estructural balanceada entre el cerro Caicayén y Loma Tilhué (37°27'S).

7.2.2.1. Modelo cinemático entre los anticlinales Rahueco y Truquico

Para comprender más claramente la relación entre las diferentes estructuras interpretadas en la sección geológica central (Fig. 6.6), se realizó un modelo de evolución que ilustra la vinculación espacial y temporal entre los anticlinales Rahueco, Cerro Pitrán y Truquico (Fig. 6.7). Al comenzar la compresión se genera un corrimiento en profundidad que produce una cuña de basamento, considerada una estructura de primer orden, correspondiente al anticlinal Rahueco (Figs. 6.7 a y b). Este corrimiento se emplaza a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco, al tope del Grupo Lotena, y el desplazamiento transferido por la cuña hacia el antepaís produce un pliegue por flexión de falla que afecta a los grupos Mendoza y Bajada del Agrio (estructura de segundo orden). Dicho pliegue tiene un despegue superior interpretado al techo de la Formación Vaca Muerta, y de esta manera el desplazamiento transmitido a lo largo de ese horizonte posibilita el desarrollo de un pliegue de tercer orden involucrando a las unidades suprayacentes. En la región analizada esta estructura de tercer

orden está representada por un retrocorrimiento que genera un pliegue por propagación de falla (anticlinal Truquico). En el caso que las fallas asociadas a estos pliegues de tercer orden se inserten a lo largo de algún nivel de despegue más somero, por ejemplo, en las formaciones Agrio, Rayoso y Huitrín, se pueden formar pliegues muy apretados y/o fallas, consideradas de cuarto orden (Fig. 6.7 b). En la faja corrida y plegada de Chos Malal se propuso un modelo similar a este, pero con las estructuras de tercer orden despegadas en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Turienzo *et al.* 2014, 2018), documentado con ejemplos de campo. Al continuar la compresión se forma un nuevo corrimiento, en secuencia normal hacia el antepaís, generando una segunda cuña de basamento que también se desplaza sobre un nivel de despegue localizado en la Formación Auquilco (Fig. 6.7 c). Parte de este desplazamiento aprovecha la rampa preexistente del anticlinal del Cerro Pitrén y a partir de allí se propaga secuencia arriba cortando y replegando el limbo frontal del pliegue por flexión de falla (Fig. 6.7 c). El desplazamiento restante, transferido por la segunda cuña de basamento hacia el antepaís, genera las estructuras observadas en la zona de la Loma Tilhué (Fig. 6.6).

El desarrollo del anticlinal Cerro Pitrén, inicialmente como un pliegue por flexión de falla que luego es cortado por la falla produciendo un plegamiento por propagación de falla (Fig. 6.7 c), es representativo de varias de las estructuras de segundo orden observadas en la faja corrida y plegada del norte neuquino. Mitra (1990) interpreta a esta clase de estructura como un pliegue por propagación de falla generado a partir de una falla secundaria que sirve para disipar el desplazamiento en una falla preexistente, como por ejemplo, aprovechando la falla del pliegue por flexión de falla (Fig. 6.7 d).

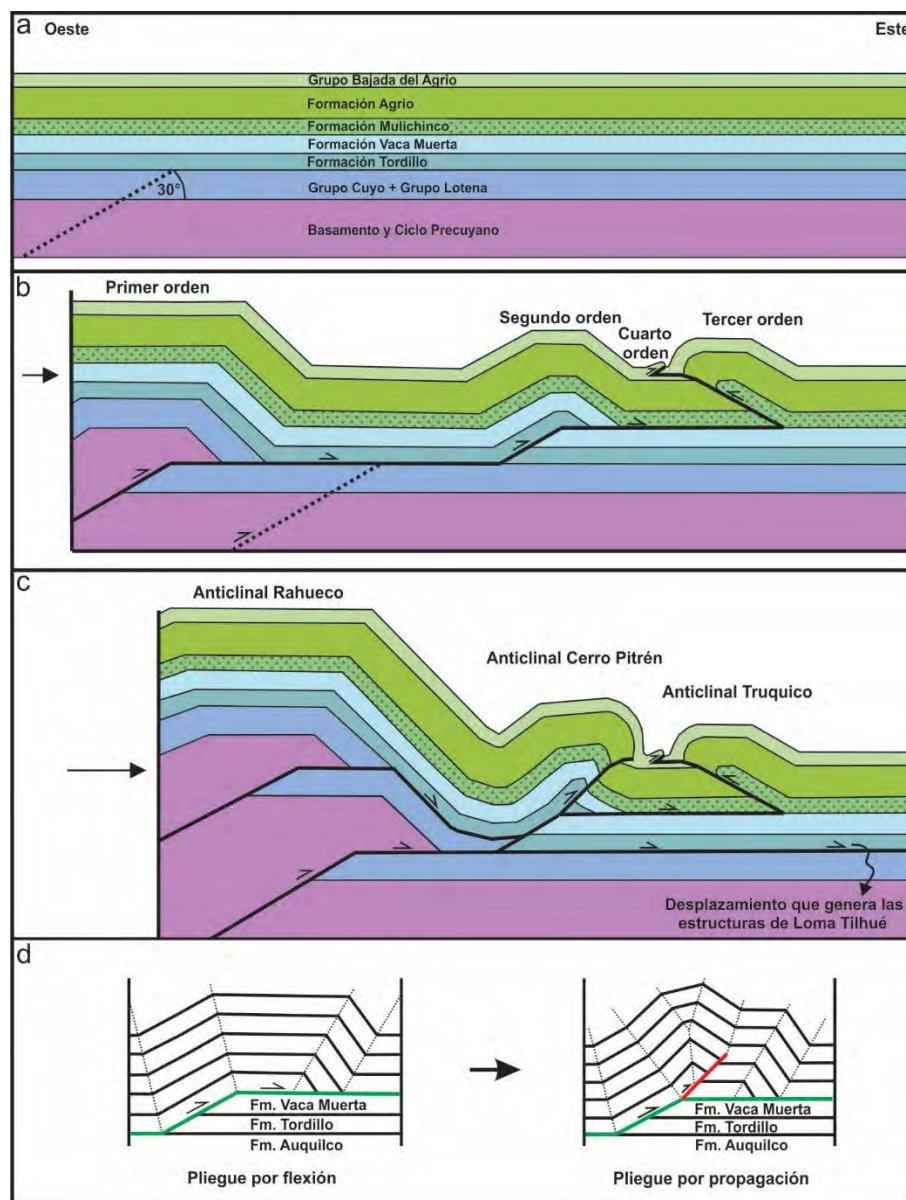


Figura 6.7. Modelo esquemático de la evolución cinemática y relación entre los anticlinales Rahueco, Pitrén y Truquico (modificado de Lebinson *et al.*, 2015). a) Estado inicial sin deformar. b) Ascenso de una cuña de basamento desarrollando pliegues hacia el antepaís. c) Formación de una segunda cuña de basamento que produce el desarrollo final del anticlinal Cerro Pitrén d) Esquema de evolución de un pliegue por flexión a un pliegue por propagación de falla (Modificado de Mitra 1990).

6.2.3. Sección Sur ($37^{\circ}31'S$)

La sección estructural sur (c-c') se ubica entre Tres Chorros y extremo sur del cerro Curacó, y se dispone paralelamente a la línea sísmica 15007. La mala calidad de esta línea no ha permitido una interpretación precisa de las estructuras del subsuelo, donde solo al este de la misma, se aprecia que el basamento posee una baja inclinación hacia el oeste (Fig. 6.8) similar a lo que se observa en la línea 15009.

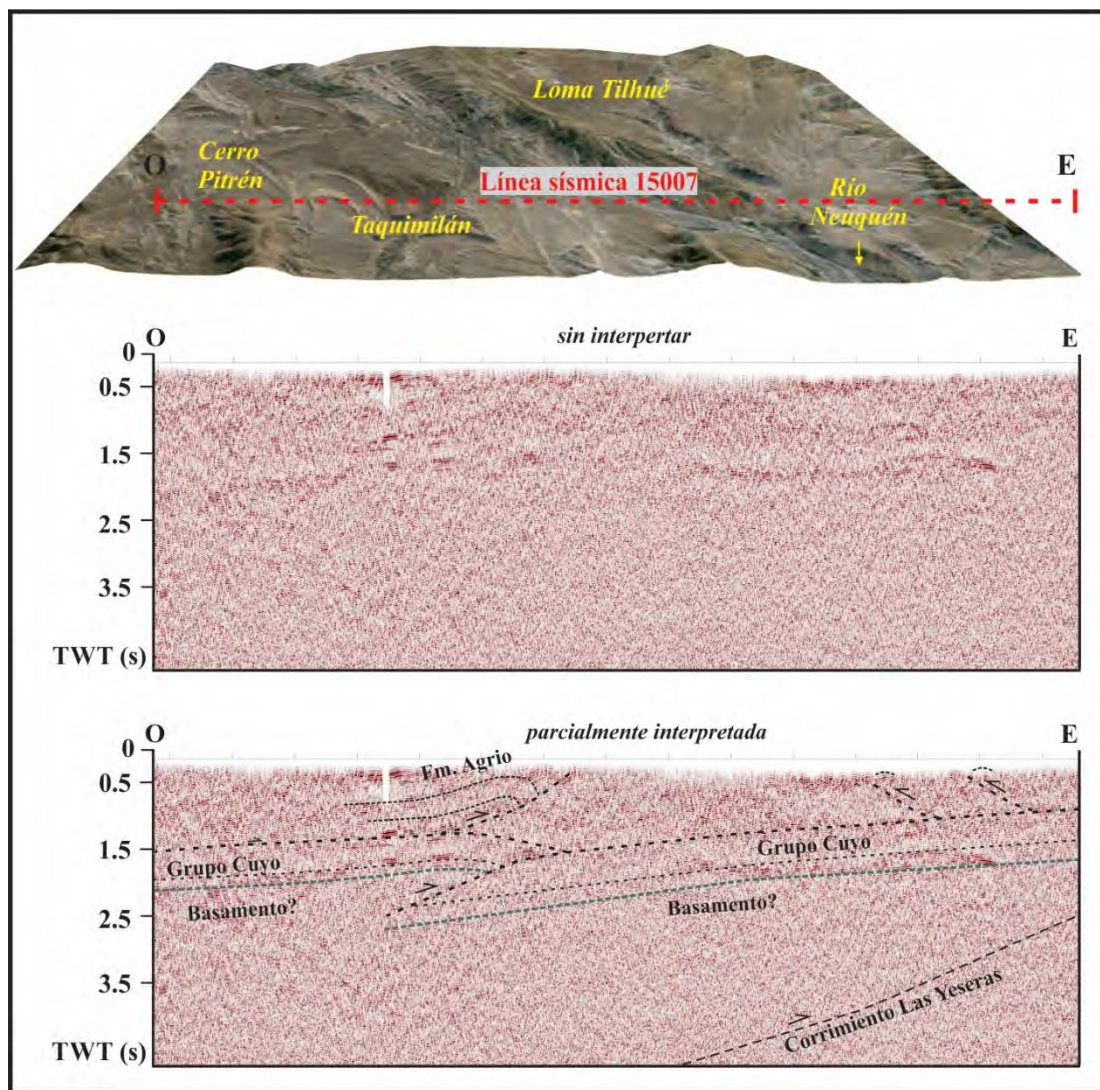


Figura 6.8. Segmento de la línea sísmica 15007 utilizada para la interpretación en subsuelo de la sección estructural sur.

A la latitud de la localidad de Taquimilán, la estructura de basamento con mayor exposición es el anticlinal Manzano, el cual se interpretó como una cuña de basamento que asciende por un corrimiento de bajo ángulo buzante al oeste, exponiendo en superficie a la Formación Tordillo (Fig. 6.9). Esta cuña tectónica se desarrolla como un pliegue por flexión en falla que se desplaza a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco, similar a lo interpretado en el anticlinal Rahueco. La formación del anticlinal Manzano permite transmitir acortamiento a niveles más someros generando los pliegues Tres Chorros y cerro Pitrén, ambos asociados a fallas que despegan de las evaporitas de la Formación Auquilco. De acuerdo a las mediciones en ambos limbos del anticlinal Tres Chorros y por las unidades involucradas en el plegamiento, este pliegue una estructura de piel fina con geometría tipo *pop-up*. Este anticlinal se formaría por un corrimiento principal con vergencia al este y un retrocorrimiento al oeste con menor desplazamiento (Fig. 6.9).

Hacia el este de la sección, se interpretan dos cuñas de basamento que generan en su frente de deformación las estructuras de piel fina más destacadas de esta región como lo son los anticlinales de Taquimilán, Maitenes y San Eduardo. El primer pliegue mencionado anteriormente tiene vergencia oriental, pero sin embargo los últimos dos tienen vergencia occidental. Esto será descripto en detalle en el capítulo 6.2.3.1.

La sección balanceada de las estructuras entre Tres Chorros y cerro Curacó (Fig. 6.9) dio como resultado un acortamiento de 10.86 km (17.29%). Un perfil extendido desde Tres Chorros hasta el cerro Villegas se realizó con el fin de entender cómo se comportan las estructuras de basamento hacia el este (Fig. 6.10). En esta sección se observa que hacia el este, las estructuras de basamento presentan mayor separación entre las mismas, a diferencia de la región interna del orógeno, y forman grandes pliegues abiertos, casi monoclinales, que son la continuación en subsuelo de las estructuras bien reconocidas al frente de la faja corrida y plegada de Chos Malal, como los anticlinales Las Yeseras y Pampa Tril. Asimismo, se registra que el acortamiento de la estructura Las Yeseras en esta latitud se resuelve, en mayor medida, por un retrocorrimiento de techo pasivo ubicado en las evaporitas de las formaciones Huitrín y Rayoso. Además, en el frente de esta estructura de basamento se forma una estructura de piel fina como es el anticlinal Ranquiles, que en superficie se identifica afectando al Grupo Neuquén (Fig. 6.10).

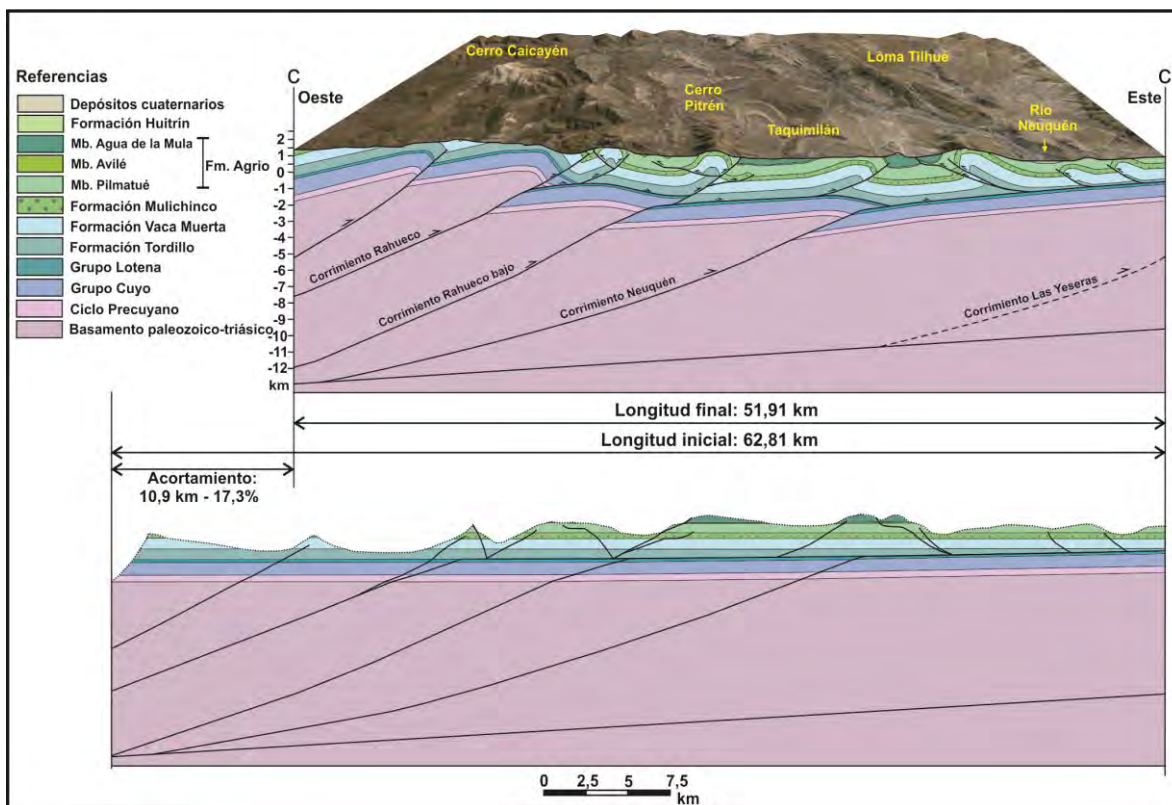


Figura 6.9. Sección estructural balanceada entre Tres Chorros y cerro Curacó (37°31'S).

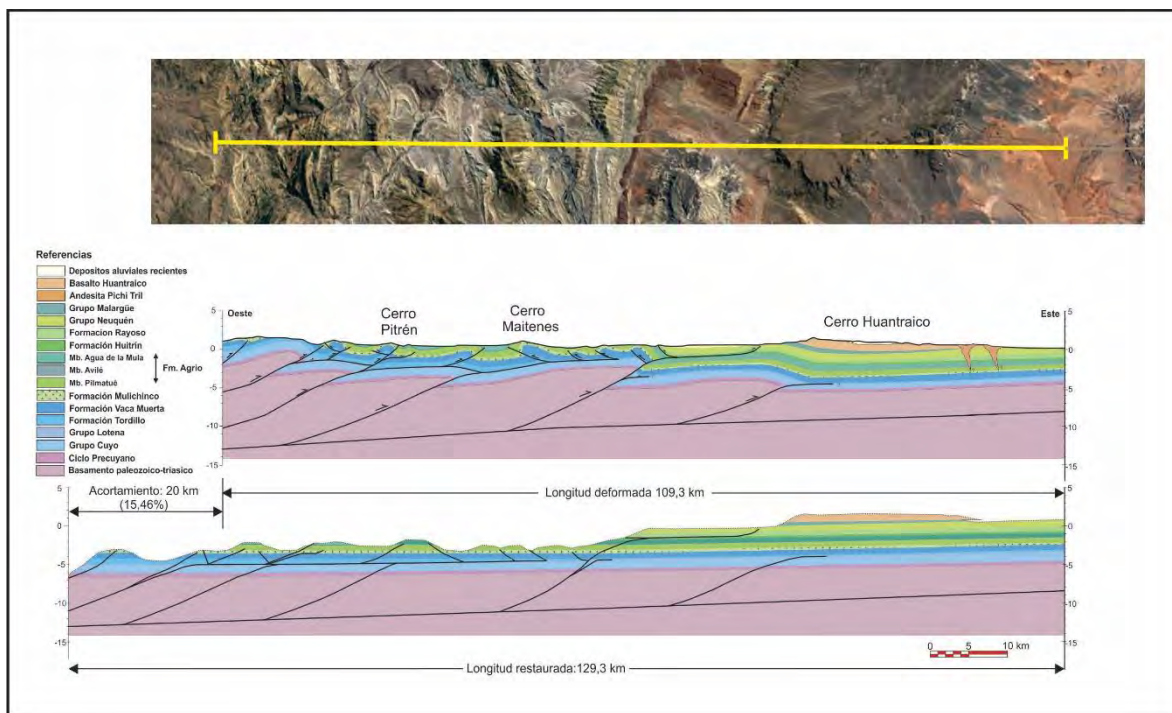


Figura 6.10. Perfil sur extendido desde Tres Chorros hasta el Cerro Huantraico.

6.2.3.1. Modelo cinemático entre los cerros de los Maitenes y Curacó

Entre la localidad de Taquimilán y el cerro Villegas se ubica un sistema de retrocorrimientos denominado San Eduardo integrado por un conjunto de pliegues con vergencia occidental (Figs. 6.11). Esta región comprende a los anticlinales Pampa de Naunauco, Maitenes, Pampa Tilhué, Río Neuquén, San Eduardo, Veta Neuquén y Curacó. Los pliegues del área se interpretan, en su mayoría, como pliegues de segundo orden que tienen su nivel de despegue en la Formación Auquilco (Fig. 6.9).

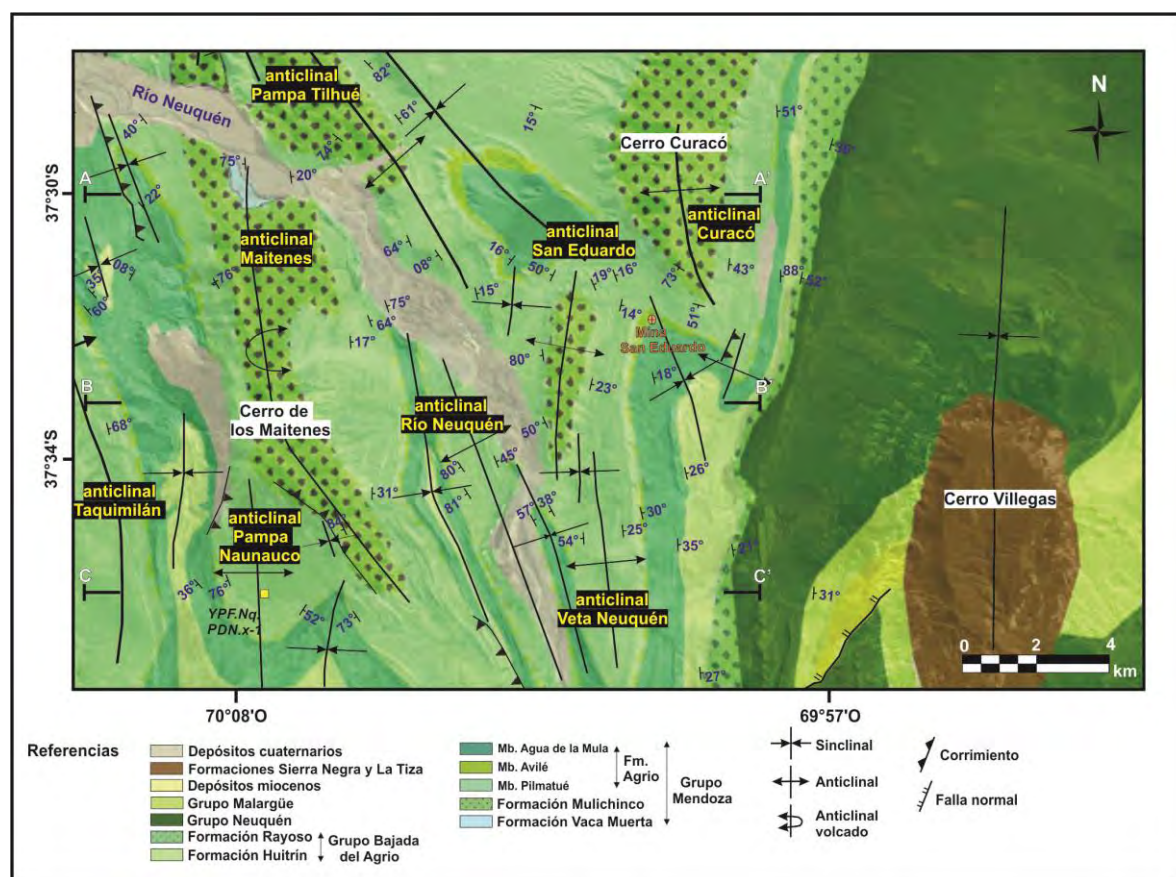


Figura 6.11. Mapa geológico de la región comprendida entre cerro de los Maitenes y San Eduardo.

Una vista tridimensional de 3 perfiles construidos sobre los datos mostrados en el mapa de la figura 6.11 permite comparar los cambios a lo largo del rumbo de las estructuras de piel fina en el área comprendida entre Taquimilán y el cerro Villegas (Fig. 6.12). Estas secciones tienen una orientación O-E y una extensión de 18 km separadas entre sí por 5 km y abarcan todos los pliegues del sistema de retrocorrimientos San Eduardo.

La única estructura que se extiende en todas las secciones es el anticlinal Maitenes que tiene una extensión NO-SE de aproximadamente 14 km (Fig. 6.12). En el área de estudio, este pliegue tiene el limbo occidental afectado por varias fallas que a lo largo del rumbo generan diferentes estructuras en su frente como corrimientos y pequeños pliegues (Fig. 6.12). Esto se registró en la estructura del retrocorrimiento Maitenes como también en el área entre los anticlinales Pampa de Naunauco y Maitenes.

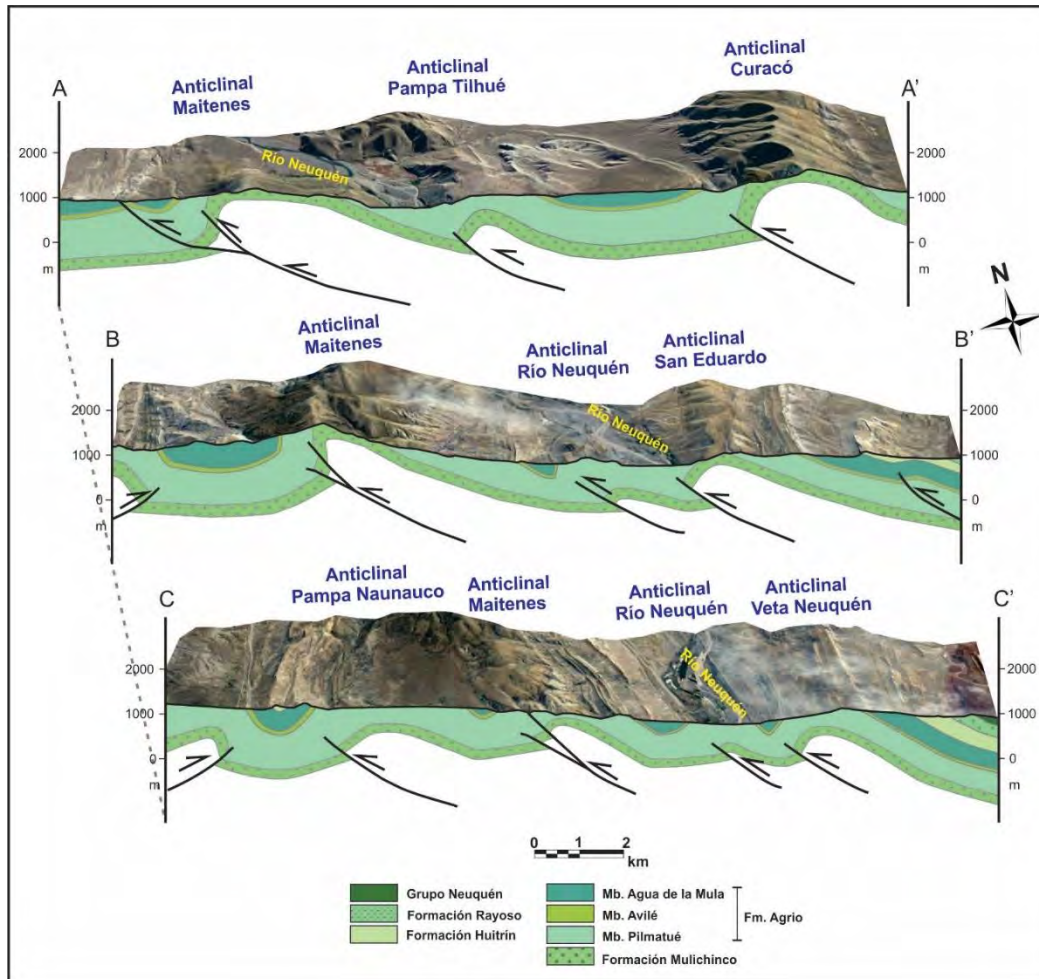


Figura 6.12. Secciones estructurales de orientación O-E (A-A', B-B', C-C') a lo largo del sistema de retrocorrimientos San Eduardo.

A partir de los resultados obtenidos por el modelado geológico (Ver Sección 5.2) y datos de campo, se realizó una secuencia cinemática de la evolución del sistema de retrocorrimientos San Eduardo (Fig. 6.13). La deformación inicialmente empieza a desarrollar en el oeste una cuña de basamento que se inserta en la Formación Auquilco formando un pliegue por flexión de falla (Fig. 6.13 etapa inicial). Esta transmisión de acortamiento a niveles superiores forma el retrocorrimiento que dio origen al pliegue San Eduardo (Fig. 6.13 etapa 2). Posteriormente, al aumentar la deformación por la cuña de basamento, hacia el este se genera el pliegue Pampa Tilhué (Fig. 6.13 etapa 3). Por último, se produce un mayor aumento en la deformación proveniente del oeste, lo cual produce el anticlinal Maitenes (Fig. 6.13 etapa final).

La evolución cinemática del sistema de retrocorrimientos San Eduardo se destaca por la generación de corrimientos con vergencia occidental formados en secuencia normal (*piggyback*). Debido a que los pliegues están distanciados por varios kilómetros, no es posible registrar una variación en los ángulos de las fallas cuando se produce la imbricación de las mismas al generarse una nueva falla en el bloque yacente, como ocurre en el modelo análogo.

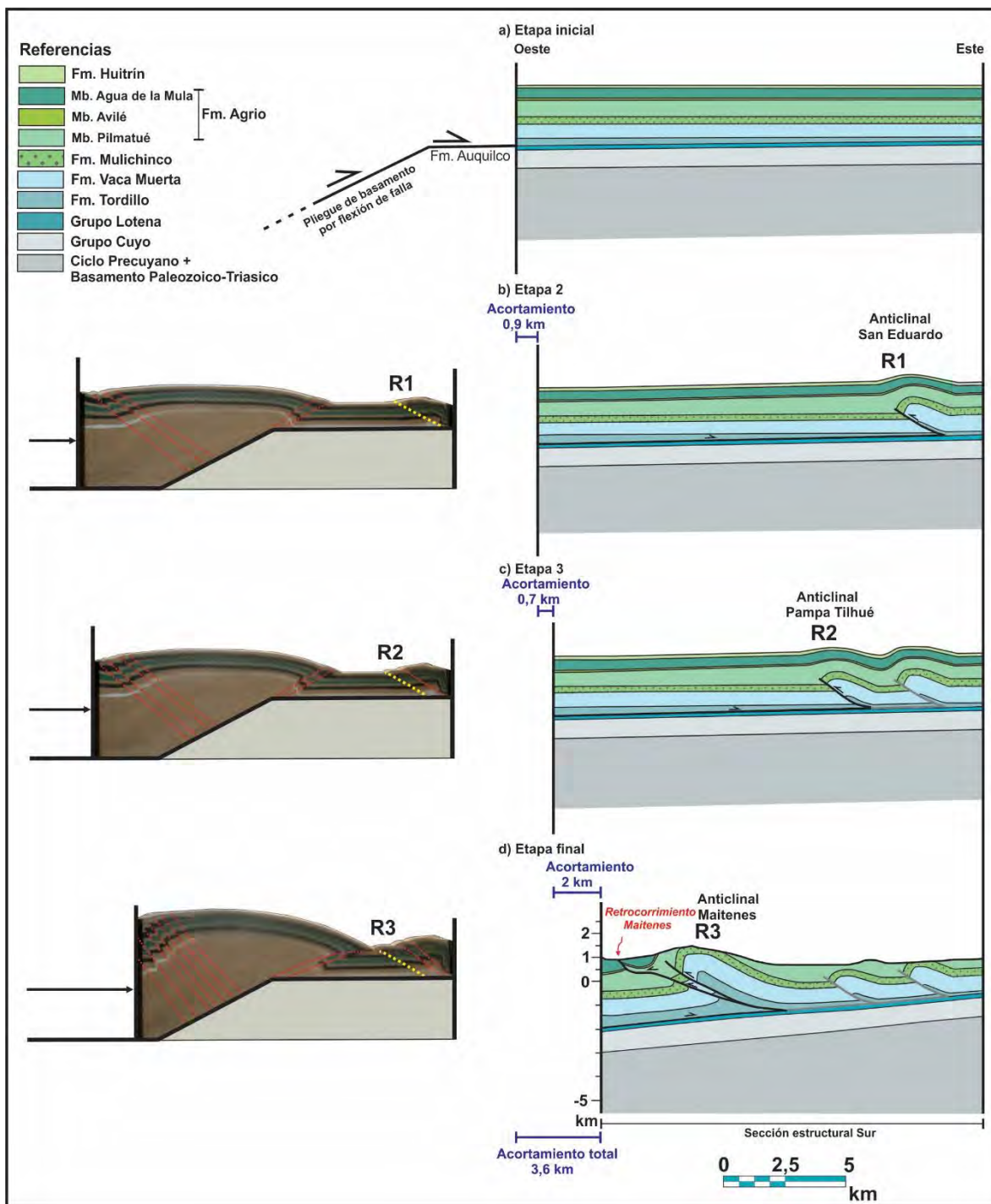


Figura 6.13. Evolución cinemática del sistema de retrocorrimientos al este de la localidad de Taquimilán. a) Estadío sin deformar de la secuencia sedimentaria y del basamento. b) Inicio de la formación de una cuña de basamento que se inserta en la Formación Auquílco, la cual forma el retrocorrimiento que dio origen al pliegue San Eduardo. c) Aumento de la deformación por la cuña de basamento y hacia el este se forme el pliegue Pampa Tilhué. d) Estadío final donde la deformación proveniente del oeste genera el anticlinal Maitenes.

En el modelado experimental, los retrocorrimientos se forman porque el borde derecho está cerrado y los materiales no pueden avanzar hacia el este. Esto llevado a la naturaleza hace necesario explicar algún motivo para tal impedimento. Algunos autores postulan que los retrocorrimientos se generan por escalones en el basamento con fallas previas, por presencias de cuerpos intrusivos, y otros por la carga molasica en el frente orogénico (von Hagke y Malz 2018).

La vergencia occidental de estructuras en la FCP del Agrio también fue observado por Allen *et al.*, (1984) y Cristallini y Allmendinger (2000). En el primer trabajo, los autores proponen dos modelos posibles para interpretar dicha vergencia. El primer modelo propuesto por dichos autores se refiere a una posible reactivación de fallas normales del basamento, mientras que el segundo modelo indica la generación de retrocorrimientos a partir de acortamiento proveniente de estructuras de basamento con vergencia oriental. Allen *et al.* (1984) indican que este último modelo como el más adecuado para explicar estas estructuras de acuerdo a las características geométricas de los pliegues.

Una posible explicación a la vergencia occidental de las estructuras en el extremo este de la transecta sur del área de tesis es a la presencia del volcanismo cenozoico y sedimentación sinorogénicas presentes en el sinclinal del cerro Villegas (Fig. 6.12). Estas secuencias podrían haber impedido la transmisión del desplazamiento hacia el antepaís y esto provocaría la generación de retrocorrimientos. La edad del volcanismo en esta región se conoce por una datación K/Ar que en el cerro Las Cabras dio una edad de 21 ± 2 Ma (Ramos y Barbieri, 1988) mientras que en el puesto cerro de Las Liebres (este del cerro Villegas) dio una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 14.8 ± 1.2 (Kay y Copeland, 2006). Este volcanismo mioceno también continúa hacia el norte, en la región de la Sierra de Huantraico (Ramos y Barbieri, 1986; Kay y Copeland, 2006; Dyhr *et al.*, 2013), donde espesos niveles de basaltos se encuentran en una estructura sinclinal y están dispuestos en discordancia sobre el Grupo Neuquén. Por estas razones, la formación del sistema de retrocorrimientos San Eduardo podría ser de edad miocena.

6.3. COMPARACIONES ENTRE LAS SECCIONES

Las tres secciones estructurales construidas a lo largo de la zona de estudio se destacan por presentar tres sectores distinguibles (Fig. 6.14). Al oeste se presentan estructuras de basamento que exponen en superficie las unidades más antiguas de la región. En la parte central de las secciones, se desarrollan numerosas estructuras de piel fina en el frente de las cuñas de piel gruesa del oeste, que utilizan niveles incompetentes como evaporitas y lutitas de las distintas unidades de la Cuenca Neuquina. Por último, en el extremo oriental de las secciones se destaca la formación de nuevos corrimientos que afectan al basamento, como ejemplo Las Yeseras y Pampa Tríl, que basculan las estructuras de piel fina previamente formadas al oeste.

En las secciones analizadas se han interpretado tres cuñas de basamento (Rahueco, Rahueco bajo y Neuquén) en el sector oeste y centro de la zona de estudio. La baja calidad de las pocas líneas sísmicas de la región no ha permitido reconocer en detalle las estructuras de subsuelo. La estructura de Rahueco podría vincularse con la estructura Manzano en Tres Chorros ya que representan las escamas de basamento más superficiales del área y son las responsables de transmitir el acortamiento a las estructuras de piel fina más occidentales de la zona de tesis. La única diferencia es que el eje de la estructura Manzano se encuentra más al este que el de Rahueco. Esto se podría explicar por un fallamiento de rumbo de tipo sinistral a lo largo del arroyo El Molino (Fig. 4.1). También, se interpretó una cuña inferior a la anterior a lo largo de las tres secciones, que genera los pliegues de segundo orden al este, como ejemplo, las estructuras de Taquimilán y Loma Tilhué. Además, hacia el sector oriental, a partir del análisis de las líneas sísmicas se reconoció otra cuña de basamento responsable de las estructuras de piel fina del sistema de retrocorrimientos de San Eduardo y de los pliegues al este de la Loma Tilhué (Fig. 6.14).

Con respecto a las estructuras de piel fina, las tres secciones se destacan por presentar predominantemente pliegues por propagación de falla, y en menor medida, pliegues por flexión de falla. Las secciones norte y central tienen semejanzas en sus estilos de plegamiento, en donde se destacan al oeste, pliegues con vergencia oriental, y al este, las estructuras complejas de la Loma Tilhué. Por otra parte, la sección sur presenta dos sectores

bien diferenciados: un sector oeste con estructuras, en general, con vergencia oriental, y un sector este donde predominan estructuras con vergencia occidental (Fig. 6.14).

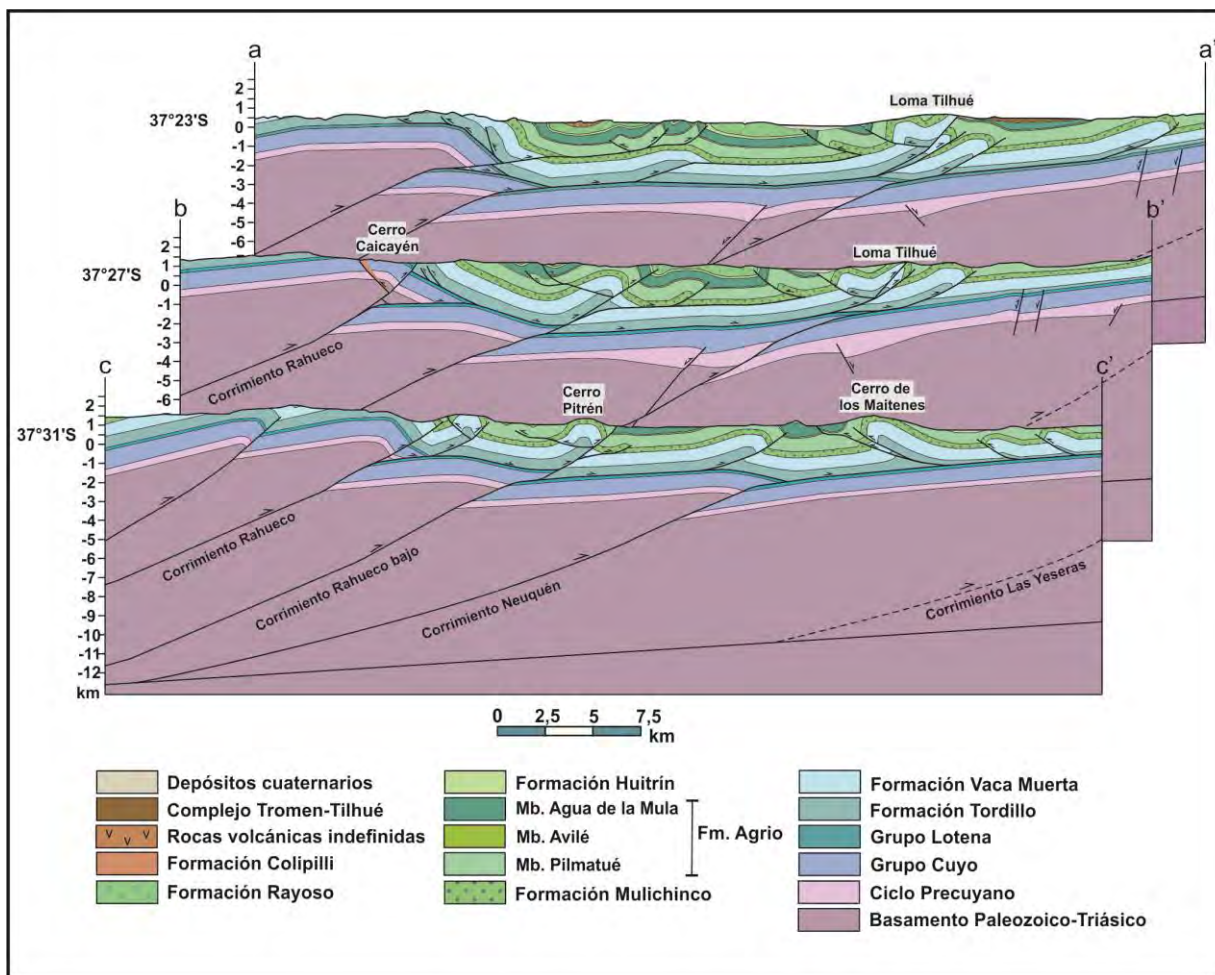


Figura 6.14. Vinculación N-S entre las tres secciones estructurales.

6.4. ACORTAMIENTOS EN LA FCP DEL NORTE NEUQUINO

En las últimas décadas, se han confeccionado varias secciones balanceadas a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio y Chos Malal (Figs. 6.15 y 6.16). En dichos trabajos se consideraron distintos mecanismos de deformación para vincular las estructuras de piel gruesa con las estructuras de piel fina, y así poder explicar los acortamientos tectónicos (Fig. 6.15). Algunos trabajos consideran la generación de corrimientos de bajo ángulo en los que la rampa de la falla corta tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria, y el desplazamiento transferido es asimilado por estructuras de piel fina con niveles de despegue en distintas unidades sedimentarias mesozoicas (Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Kozlowski *et al.* 1998, Sánchez *et al.* 2014, 2015, 2018, Turienzo *et al.* 2014, 2018, Lebinson *et al.*, 2015, 2018). Por otra parte, se ha considerado que la deformación en la faja corrida y plegada podría ser producto de la inversión tectónica de las fallas normales jurásicas de la etapa de rift de la Cuenca Neuquina (Booth y Coward 1996, Ramos 1998, Zapata *et al.* 1999, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce 2007, Rojas Vera *et al.* 2015).

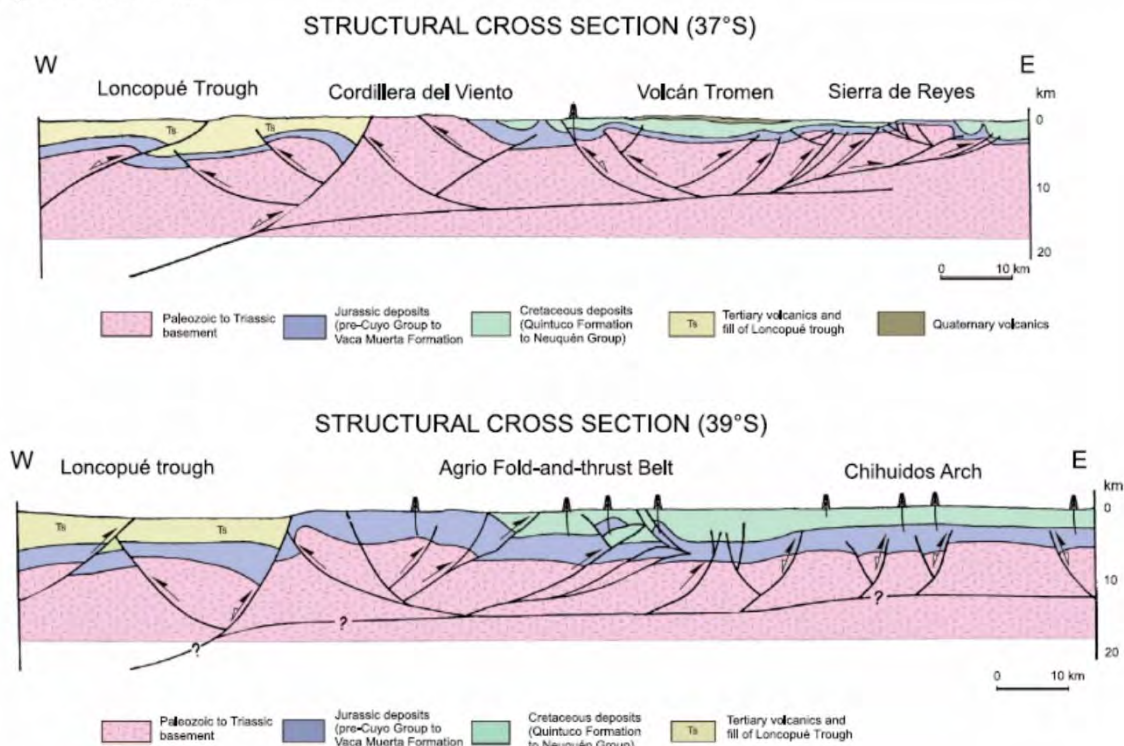
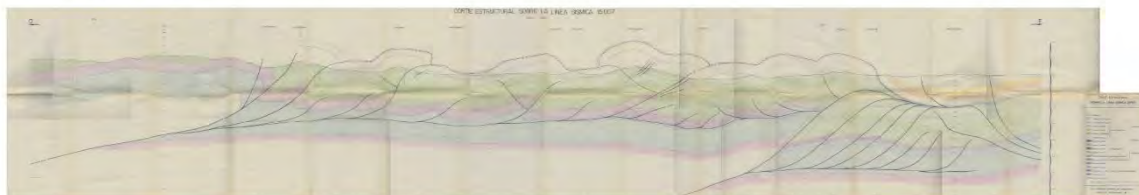
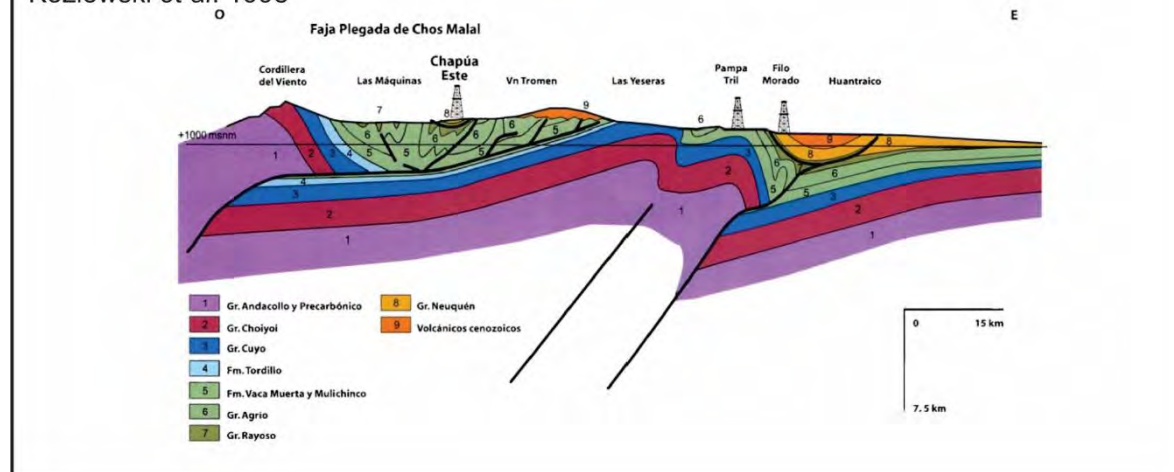
Zapata *et al.* 1999Minniti *et al.* 1986Kozłowski *et al.* 1998

Figura 6.15. Algunos modelos aplicados en la deformación de la faja corrida y plegada del norte neuquino.

Los valores de acortamiento tectónico calculados a partir de la restitución de las secciones estructurales en esta tesis, de norte a sur, fueron de 10,9 km (17,9%), 11,2 km (18%) y 10,9 km (17,3%) respectivamente (Fig. 6.15). La sección regional que abarca desde el extremo occidental de la sección sur hasta la región de Huantraico dio un valor de 20 km (15,46 %). Todos estos valores son comparables con el 18% estimado para este sector por Minniti *et al.* (1986) y son ligeramente superiores a los 9.3 km (14%) calculados por Zamora Valcarce (2007) en el área de Cerro Naunauco (Fig. 6.15).

Considerando como mecanismo de deformación a la inversión tectónica de fallas normales, Zapata *et al.* (1999), Zamora Valcarce (2007) y Rojas Vera *et al.* (2015) determinaron acortamientos para el área comprendida entre el cerro Mocho y el Dorso de los Chihuidos aproximadamente de 17,5 km, 10,8 km (11%) y 9 km (7,4%), respectivamente. Hacia el norte, Zamora Valcarce (2007) obtuvo 9,3 km (14%) de acortamiento para el sector entre la Cordillera del Manzano - cerro Naunauco - Anticlinal Loma Rayoso, mientras que Rojas Vera *et al.* (2015) calcularon un acortamiento de 9,6 km (8,4%) en dicho sector (Cuadro 6.1). A su vez, estos últimos autores obtuvieron un acortamiento de 9.5 km (7,5%) para la región comprendida entre la Cordillera del Viento y Pampa Tril.

Por otra parte, en la faja corrida y plegada de Chos Malal, Sánchez *et al.* (2015) vinculando las cuñas de basamento generadas a partir de corrimientos andinos con estructuras de piel fina de distintos órdenes de plegamiento determinaron valores de acortamiento entre 14,15 km (26,3%) y 16,9 km (29,7%). Dos secciones balanceadas realizadas por Turienzo *et al.* (2018) entre la Cordillera del Viento y el sinclinal de Huantraico dieron valores de acortamiento de 22,2 km (16,5%) y 24,7 km (18%). Asimismo, las secciones a lo largo de la Cordillera del Viento y para la región del cerro Caicayén de Nocioni (1996) son claros ejemplos de corrimientos de bajo ángulo, con numerosas repeticiones y desplazamientos muy grandes de las láminas de corrimiento que generan a su vez grandes acortamientos de 72 km (34%) para la sección norte y 43 km (34%) para la sección sur.

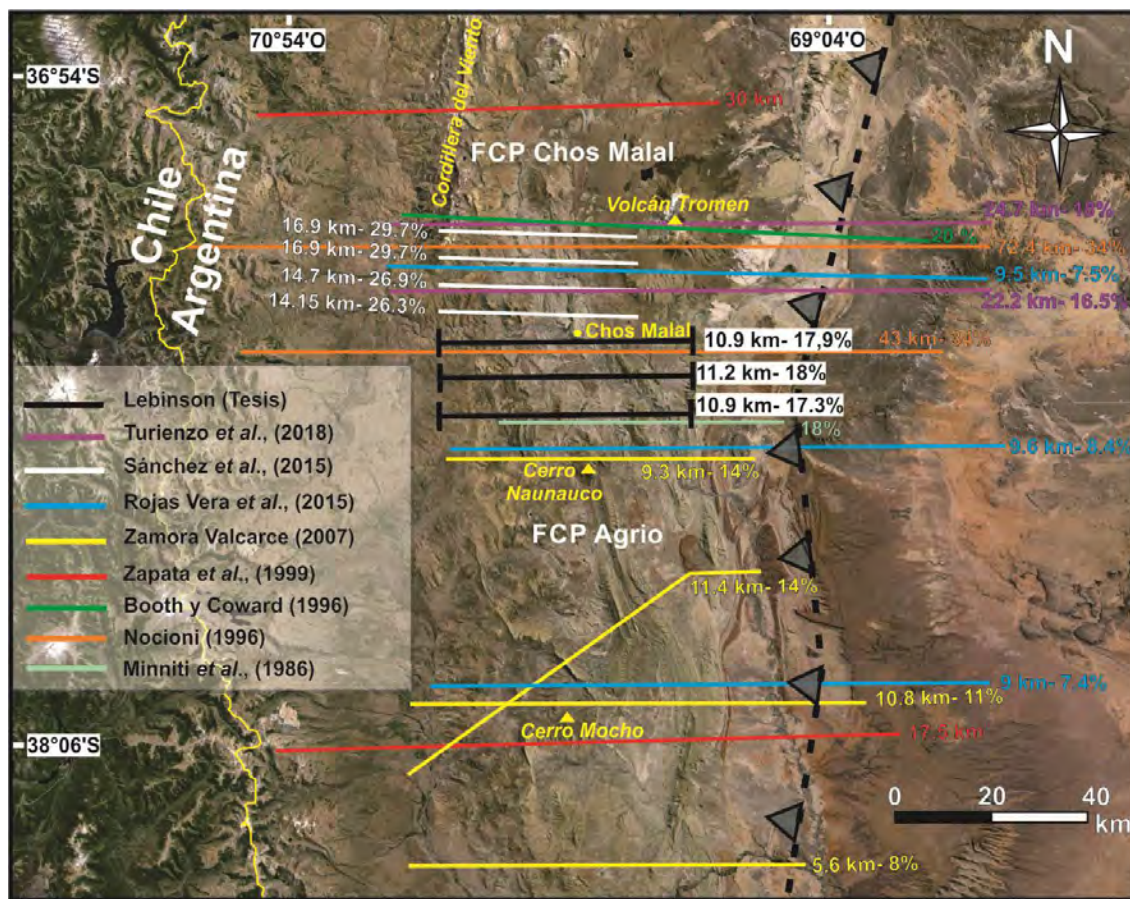


Figura 6.16. Ubicación de las distintas secciones balanceadas confeccionadas a lo largo de la faja corrida y plegada de Chos Malal y del Agrio con sus respectivos acortamientos (Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Booth y Coward 1996, Zapata *et al.* 1999, Zamora Valcarce 2007, Sánchez *et al.* 2015, Rojas Vera *et al.* 2015, Turienzo *et al.* 2018).

Comparando los valores de acortamientos considerando un modelo de inversión tectónica y un modelo con corrimientos de bajo ángulo se destaca que los acortamientos resultantes de reactivación compresiva de fallas normales mesozoicas son menores que los calculados con el mecanismo de corrimientos andinos (Cuadro 6.1). Esto se identifica claramente para la región de la Cordillera del Viento en la faja corrida y plegada de Chos Malal como también para el área de cerro Naunauco (Fig. 6.16).

De acuerdo a las numerosas estructuras de piel gruesa y de piel fina asociadas entre sí, y a los grandes acortamientos registrados en la cubierta sedimentaria, el modelo geométrico de corrimientos de bajo ángulo permite explicar mejor la deformación en la faja corrida y plegada del Agrio que empleando fallas normales invertidas. Además, la poca inversión

tectónica registrada en la línea sísmica no permite explicar los acortamientos en la cubierta sedimentaria jurásica- mesozoica del cinturón orogenico.

Cuadro 6.1. Comparación de acortamiento tectónico (%) desde norte a sur en relación de los distintos mecanismos de deformación.

Latitud (desde Norte a Sur)	Acortamiento (%) por modelo tectónico	
	Corrimientos andinos	Inversión de fallas normales
Cordillera del Viento (37°10'S)	26,3 – 29,7 (Sánchez <i>et al.</i> , 2015)	
	16,5 - 18 (Turienzo <i>et al.</i> , (2018)	7,5 (Rojas Vera <i>et al.</i> , 2015)
	34 (Nocioni 1996)	20 (Booth and Coward 1996)
Norte Cerro Caicayén (37°23'S)	17,9 (Lebinson Tesis)	
Cerro Caicayén (37°27'S)	18 (Lebinson Tesis)	-----
	34 (Nocioni 1996)	
Cerro Naunauco (37°31'S)	17,3 (Lebinson Tesis)	8,4 (Rojas Vera <i>et al.</i> , 2015)
	15,46 (Lebinson Tesis)	14 (Zamora Valcarce 2007)
	18 (Minniti <i>et al.</i> , 1986)	
Cerro Mocho (38°S)	-----	7,4 (Rojas Vera <i>et al.</i> , 2015)
		8 - 14 (Zamora Valcarce 2007)

En general, empleando un mecanismo de deformación u otro, los acortamientos tienden a disminuir a lo largo de las fajas corridas y plegadas de Chos Malal y del Agrio desde el norte hacia el sur (Fig. 6.16). La estructura de basamento de la Cordillera del Viento, la cual expone las unidades más antiguas del norte de Neuquén (grupos Andacollo, Choiyoi y Ciclo Precuyano), se hunde hacia el sur haciendo aflorar a la Formación Tordillo a lo largo del Río Neuquén. Esto implicaría una disminución de acortamiento a lo largo del rumbo de las estructuras en esa dirección (Sánchez *et al.* 2015). Inmediatamente en la faja corrida y plegada del Agrio, al sur del Río Neuquén, aparecen estructuras de basamento similares a la Cordillera del Viento, pero con menor ascenso. Esto es evidente porque solo aflora la Formación Los Molles (Jurásico temprano-medio) en el anticlinal Rahueco, y más hacia el

sur, la Formación Tordillo (Kimmeridgiano) en el anticlinal Manzano. Continuando hacia el sur de la faja corrida y plegada del Agrio, en el núcleo de la estructura de basamento del cerro Mocho aflora la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano), manifestando menor ascenso del basamento, y por lo tanto menor acortamiento en las estructuras presentes en el área (Fig. 6.16).

7. MAGMATISMO EN LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL AGRIO

7.1. DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS IGNEAS Y SUS RELACIONES CON LAS ESTRUCTURAS

A lo largo de la fajas corridas y plegadas en el norte de la Provincia del Neuquén se han registrado numerosos cuerpos ígneos (lacolitos, diques, filones capa, coladas) cuyas edades varían desde el Cretácico al Cuaternario (Kay *et al.* 2006). Estas rocas presentan, en general, una composición variable desde basáltica a riodacítica y se vinculan con ambientes de arco y de retroarco, localizándose estas últimas en la región frontal del orógeno.

En diversos sectores a lo largo de los Andes mendocinos y neuquinos se han encontrado evidencias que indican que el emplazamiento de algunos cuerpos ígneos cenozoicos está controlado tectónicamente, ya sea en regiones con estructuras compresivas, extensionales y también transcurrentes. Algunas investigaciones en la faja corrida y plegada de Malargüe (provincia de Mendoza) señalan que los corrimientos podrían actuar como canales de alimentación del magma (Dimieri 1992, Araujo *et al.* 2013). De igual manera en esa misma región, Spacapan *et al.* (2016) analizaron en detalle el emplazamiento de diques a lo largo de fallas de rumbo preexistentes. Por otra parte, al norte de la localidad de Chos Malal, Güreter *et al.* (2015) estudiaron en el cerro Negro una serie de diques cuyo emplazamiento estaría relacionado con la formación de un anticlinal. Asimismo, Galland *et al.* (2007) sobre la base de datos estructurales, geocronológicos y experimentales interpretaron la formación del Volcán Tromen (al noreste de Chos Malal) en un contexto tectónico compresivo. Los mencionados estudios demuestran la vinculación entre la tectónica y el magmatismo durante la deformación a lo largo de los cinturones orogénicos.

Para facilitar la descripción de los distintos cuerpos subvolcánicos distribuidos en la región septentrional de la FCP del Agrio se agruparon en cuatro zonas (Fig. 7.1) las cuales serán detalladas a continuación.

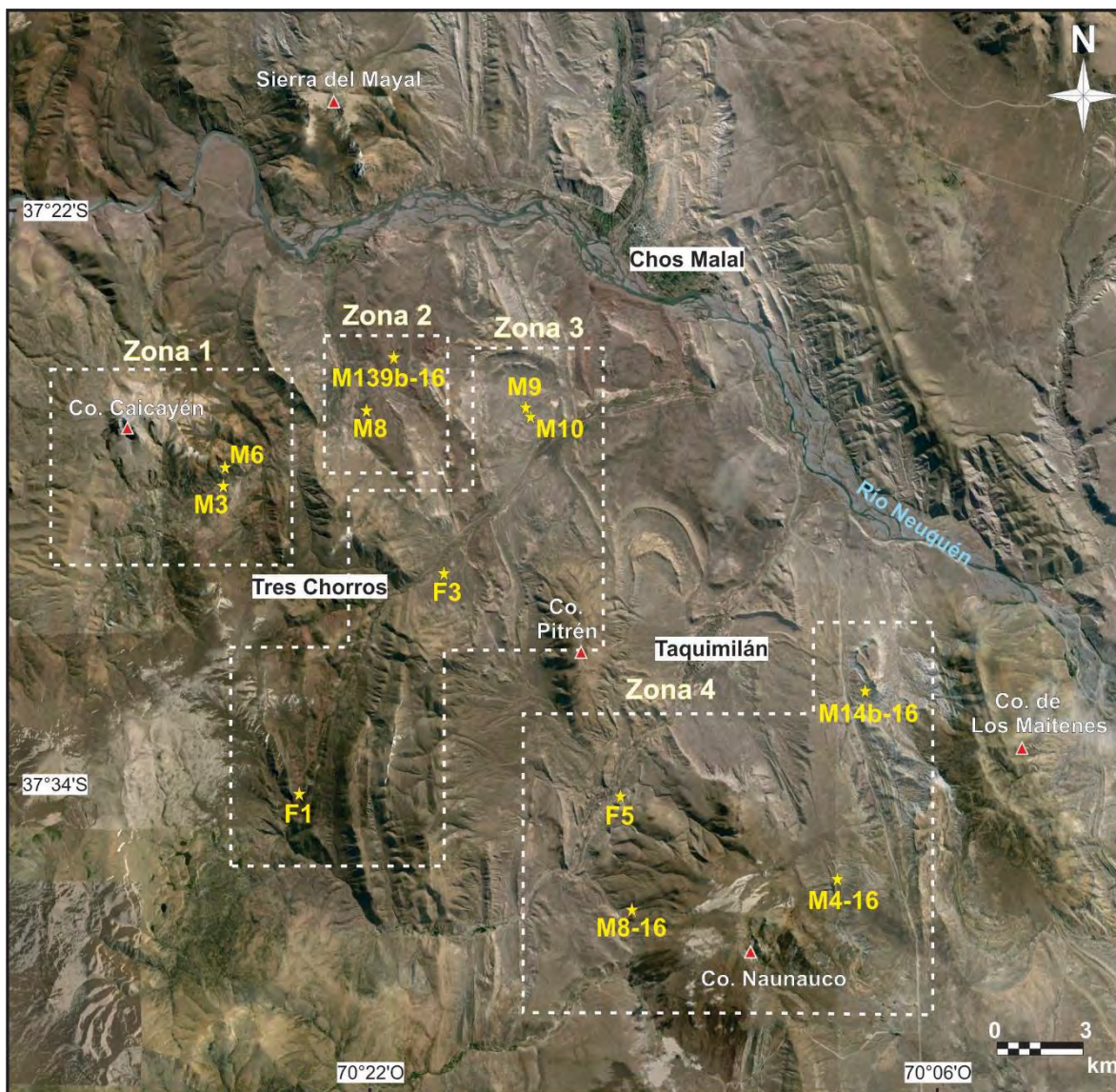


Figura 7.1. Distribución de las rocas ígneas en la faja corrida y plegada del Agrio. Zona 1: Cerro Caicayén. Zona 2: Sinclinal Rahueco. Zona 3: Diques Pitren. Zona 4: Región del cerro Naunauco.

7.1.1. Zona 1: Cerro Caicayén

Al sudoeste de la ciudad de Chos Malal, en la región del arroyo Rahueco, afloran numerosos cuerpos ígneos que varían en su extensión desde kilómetros a escasos metros (Fig. 7.2). El intrusivo de mayor dimensión en el área es el lacolito del cerro Caicayén (Fig. 7.3), el cual se presenta alojado en el núcleo del anticlinal Rahueco, y tectónicamente está situado en la

región occidental de la faja corrida y plegada del Agrio. La parte más alta del cerro Caicayén está representada por un cuerpo principal de microdioritas cuarzosas, el cual tiene una extensión de ~4,1 km en sentido N-S y de ~2,3 km en dirección E-O (Franchini 1992). A lo largo del arroyo Rahueco se reconocen diques y filones (Fig. 7.2) que se alojan principalmente en las sedimentitas de los grupos Cuyo, Lotena y de la Formación Tordillo del Grupo Mendoza. La edad de estas rocas fue determinada por Llambías y Rapela (1989) por el método K-Ar en $44,7 \pm 2,2$ Ma.

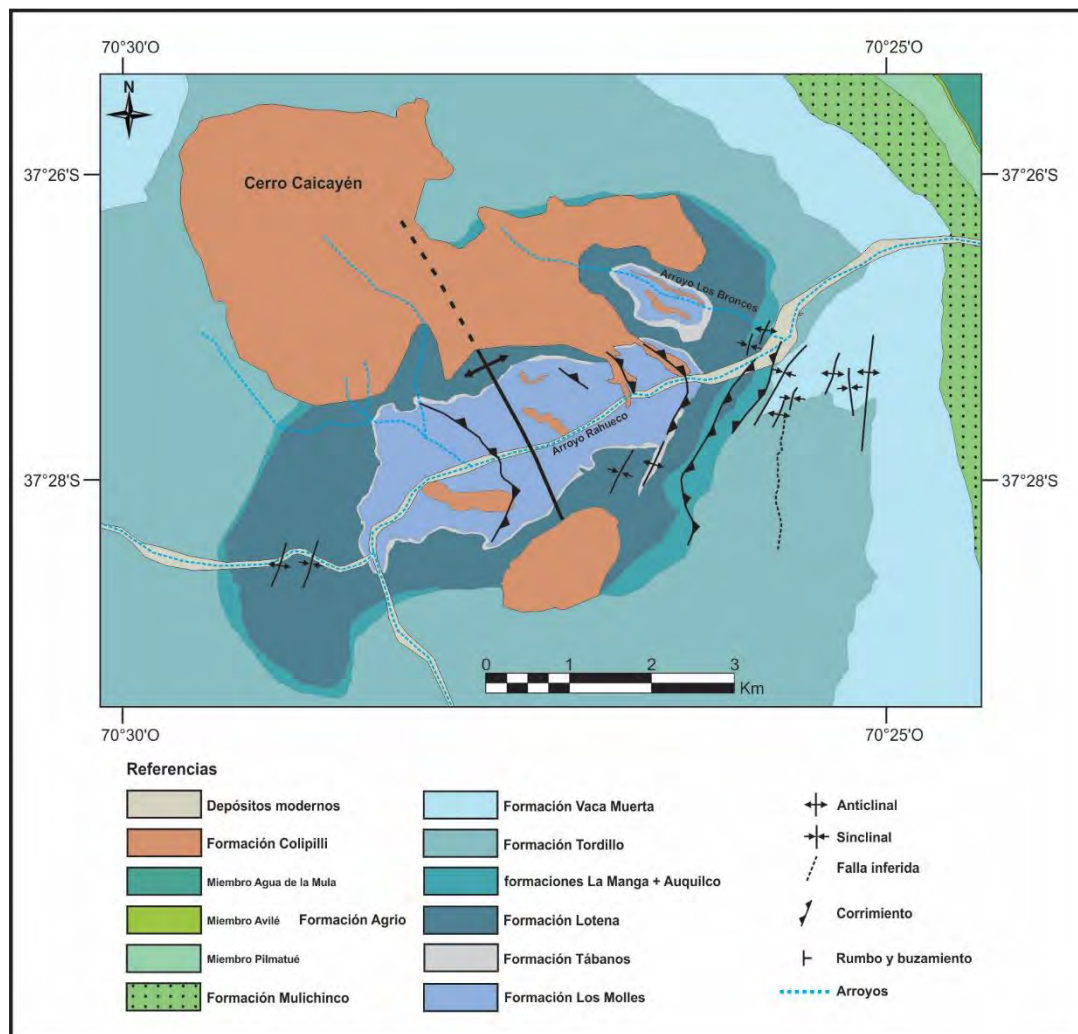


Figura 7.2. Mapa geológico de la región del cerro Caicayén.

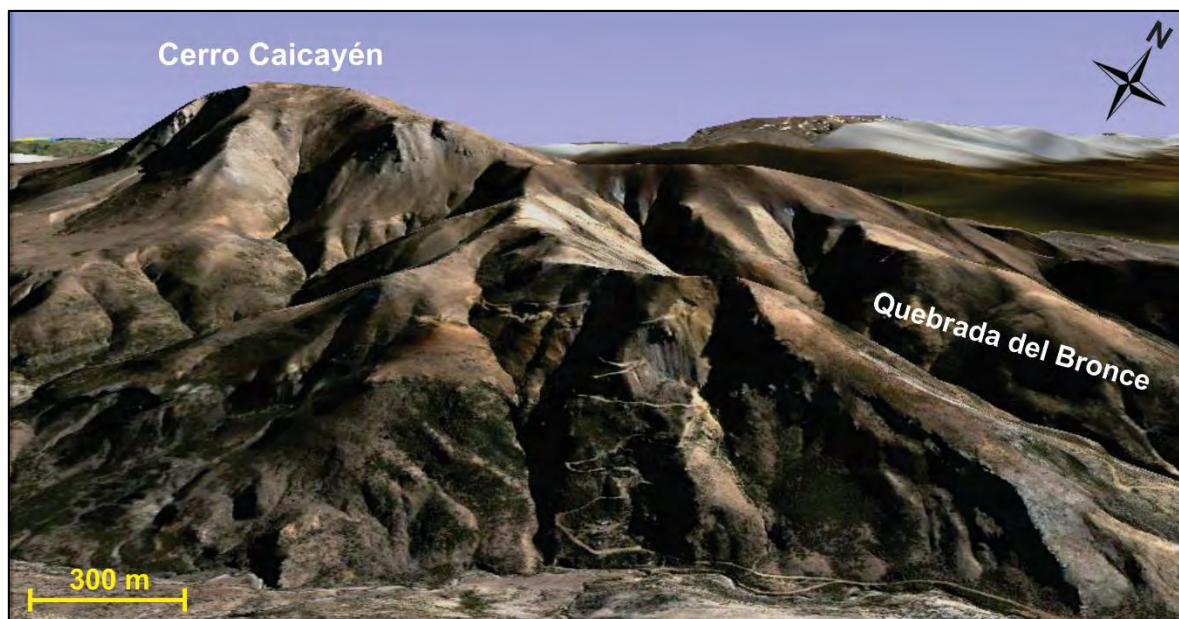


Figura 7.3. Imagen satelital del área del cerro Caicayén (vista hacia el noroeste).

Hacia al oeste de la charnela del pliegue se encuentran un filón capa (Fig. 7.4 a) y un dique (Fig. 7.4 b) emplazados en la Formación Los Molles. En este último se reconoce texturalmente una microdiorita formada principalmente por plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Por otra parte, hacia el este de la charnela del pliegue, se ha identificado la intrusión de un dique (Figs. 7.4 c, d y e) en forma de “árbol de navidad” en las formaciones Los Molles, Tábanos, Lotena y La Manga (Fig. 7.5 a). De este afloramiento se obtuvo una muestra (M3) que será analizada en la sección de petrografía y geoquímica. Además, en la figura 7.5a es posible observar que los estratos de la Formación Tábanos están desplazados verticalmente 80 metros aproximadamente, por lo cual esto podría adjudicarse a la presencia de una falla. Al sur del arroyo Rahueco, este mismo dique solo llega a emplazarse en la Formación Los Molles (Fig. 7.4 c). En dicho afloramiento el dique se encuentra fracturado, y se midieron juegos de diaclasas con el objetivo de compararlos con la fracturación de la roja de caja dando orientaciones OSO-ENE y NO-SE (Fig. 7.4 e). Estas dos direcciones coinciden con las fracturas mencionadas en el capítulo 4.4 en las rocas de la Formación La Manga, por lo cual el evento de fracturación en la región fue posterior al emplazamiento del dique ya que afecta tanto al cuerpo ígneo como a las rocas sedimentarias.

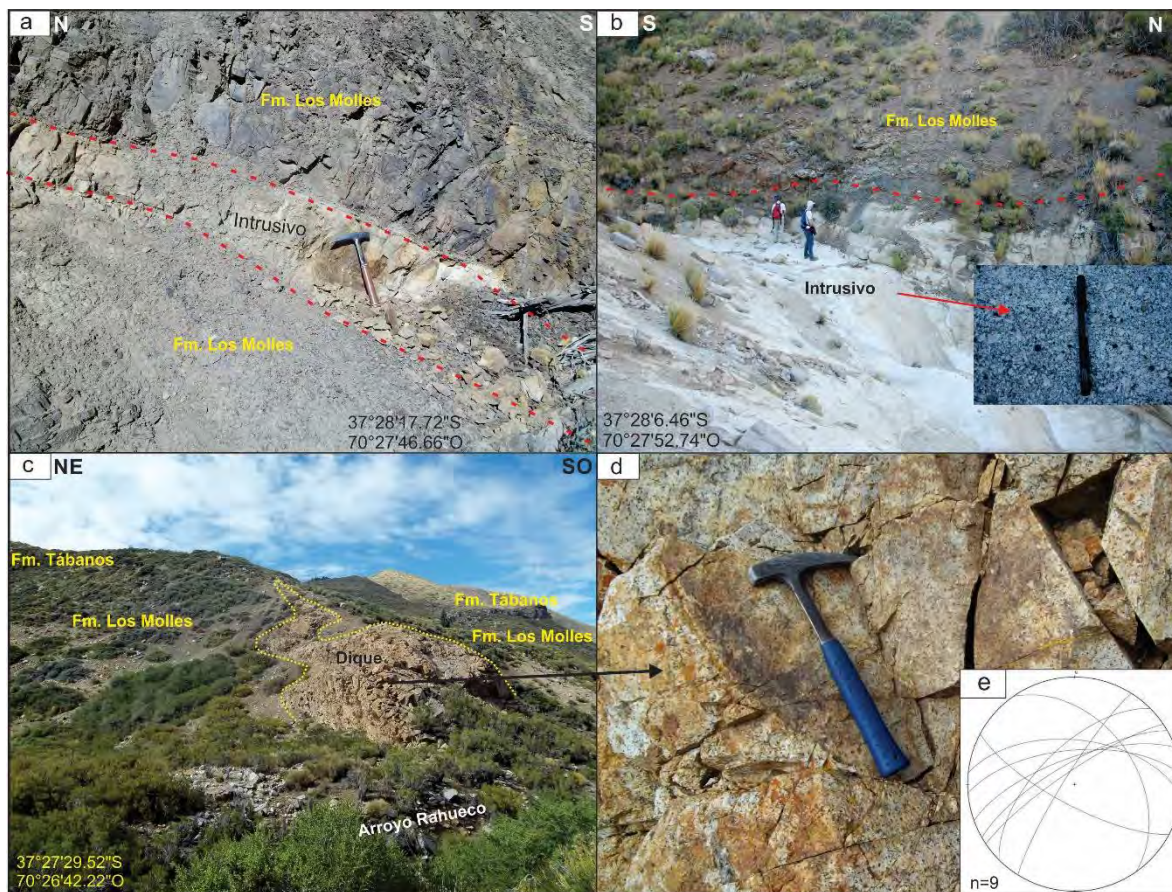


Figura 7.4. a) Filón capa y b) Dique de microdiorita emplazado en la Formación Los Molles al oeste del eje del pliegue. c) Dique (M3) emplazado en la Formación Los Molles. d) Andesita fracturada. e) Proyección estereográfica de las fracturas medidas en el dique.

Por otra parte, hacia el este del núcleo del pliegue, es posible reconocer una zona de falla evidenciada por el desplazamiento de unos 60 metros en estratos de la Formación Tábanos (Figs. 7.5 b y c). Hacia el sur del arroyo Rahueco, esta falla buzante al este produce un pliegue apretado y con vergencia al oeste (Fig. 7.5 c) mientras que hacia el norte se encuentra alojado en dicha zona un dique andesítico (Muestra M6). Como se puede apreciar en las figuras 7.5 a, b y c, las fallas ejercieron un control estructural sobre los cuerpos subvolcánicos a lo largo del arroyo Rahueco y, por lo tanto, se puede inferir que el magma ha utilizado los retrocorrimientos para su emplazamiento.

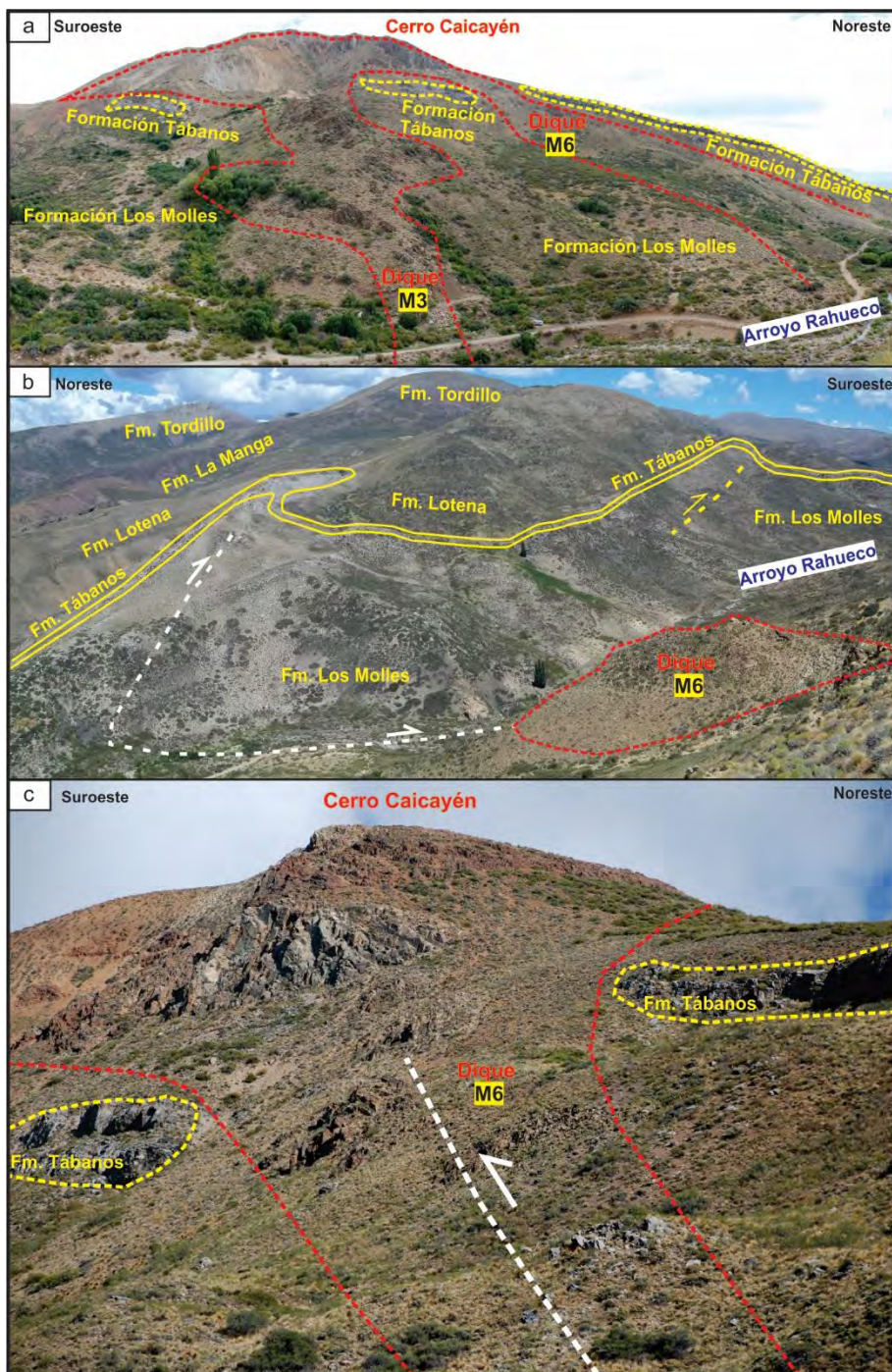


Figura 7.5. a) Emplazamiento en forma de “árbol de navidad” de un dique en el anticlinal Rahueco (Vista hacia el norte). b) Intrusivo emplazado en el anticlinal Rahueco a través de un retrocorrimiento buzante al este (Vista hacia el sur). c) Intrusivo emplazado por un corrimiento buzante al este. Se observa a la Formación Tábanos desplazada en los alrededores del cuerpo ígneo.

En la Quebrada del Bronce, sobre el flanco oriental al este del núcleo del anticlinal Rahueco, se ha identificado un intrusivo de gran extensión alojado en las formaciones Los Molles y Tábanos (Figs. 7.6 a). El contacto del intrusivo con la Formación Los Molles genera en la roca de caja una zona de alteración (Fig. 7.6 b). Además, el contacto entre las sedimentitas y el cuerpo subvolcánico presenta orientaciones similares a los planos de estratificación, por lo cual, se podría considerar este cuerpo ígneo como un filón capa.



Figura 7.6. Intrusivos en la Quebrada del Bronce. a) Intrusivo por debajo de la Formación Tábanos. b) Contacto de un filón capa con la Formación Los Molles, la cual se presenta muy alterada.

Al este de la Quebrada del Bronce, solo fue encontrado un dique de pocos metros de extensión en la Formación Tordillo (Fig. 7.7). La orientación del borde del dique es N73°O. Se registraron orientaciones de fracturas en las areniscas, las cuales son paralelas al cuerpo ígneo (Fig. 77). Por lo tanto, se podría interpretar que la intrusión del dique aprovecharía este juego de diaclasas.

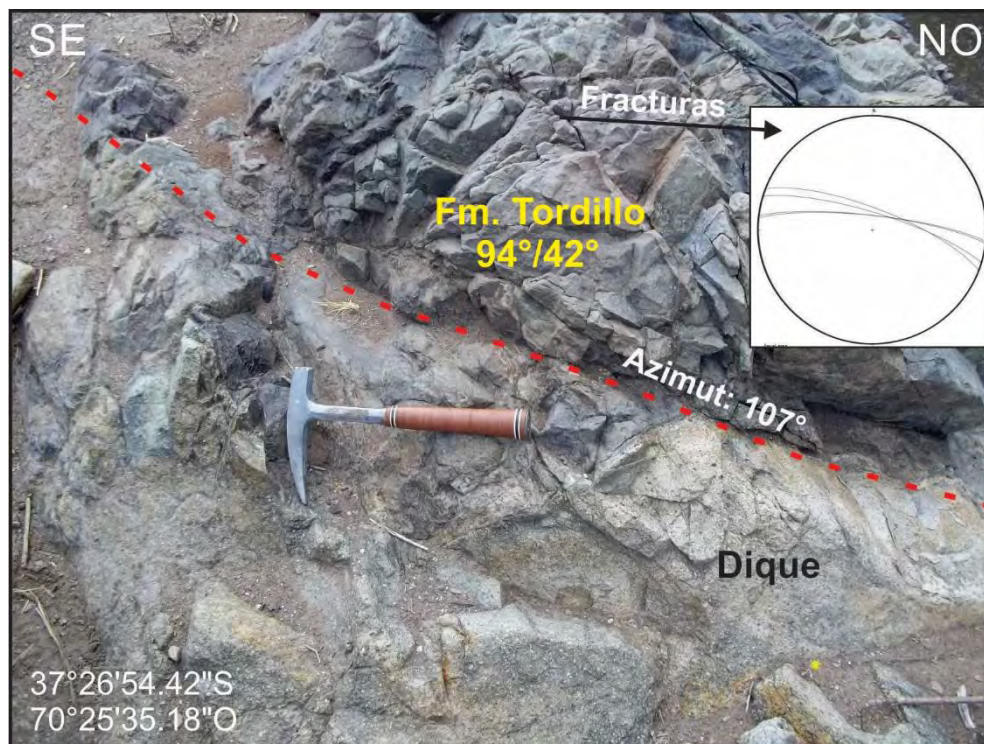


Figura 7.7. Contacto entre la Formación Tordillo y un dique en la margen sur del arroyo Rahueco.

Petrografía de los cuerpos ígneos del cerro Caicayén

A lo largo del arroyo Rahueco se han recolectado varias muestras de diques como de filones pertenecientes al magmatismo del cerro Caicayén (Fig. 7.8). Parte de las muestras fueron utilizadas para cortes petrográficos mientras que el restante sirvió para análisis químicos y futuras dataciones.



Figura 7.8. Ubicación de las muestras obtenidas en la región del cerro Caicayén.

Las muestras del cerro Caicayén presentan texturas que varían desde inequigranular a porfírica. Las rocas con textura inequigranular están compuestas por plagioclasa, anfíbol y cuarzo (Fig. 7.9 a). Los cristales de plagioclasa son subhedrales, tabulares, de composición andesina obtenida por el método Michel-Levy y están alterados parcialmente a calcita y sericita. Algunos cristales de plagioclasa presentan planos de maclas curvados, los cuales indicarían una leve deformación en la roca (Fig. 7.9 b). Los cristales de anfíbol son subhedrales y se encuentran reemplazados parcialmente por biotita, clorita y calcita. Los cristales de cuarzo se presentan sin alteración y con muy escasa extinción ondulosa. El porcentaje de plagioclasa en la roca es de 70% y el de cuarzo 10% aproximadamente. Como minerales accesorios se identificaron titanita, apatito, circón y opacos. Los minerales de alteración presente en las muestras inequigranulares son calcita, clorita, biotita y epidoto. De acuerdo a la textura inequigranular y a la composición mineralógica de estas rocas se clasificaron como microdioritas.

Por otra parte, las rocas con textura porfírica presentan fenocristales de plagioclasa y anfíbol (Figs. 7.9 c y d). En algunos sectores de la muestra se observa una textura glomerofírica

donde los cristales de plagioclasa están agrupados. La matrix de la roca es microgranular con cristales de grano fino de plagioclasa y cuarzo, y en algunas muestras la pasta también es pilotáctica. Algunos cristales de plagioclasa se presentan zonados, con presencia de maclas polisintéticas y con venillas de calcita. La composición de la plagioclasa mediante el método Michel- Levy es andesina. La plagioclasa está muy alterada a calcita (Fig. 7.9 c) y sericita. Los cristales de anfíbol se presentan reemplazados por calcita y clorita (Figs. 7.9 d y e) donde en algunos casos se puede reconocer restos del anfíbol sin alterar correspondiente a hornblenda (Fig. 7.9 e). Los cristales de cuarzo son escasos (<3%) y en algunos cristales se observan senos de corrosión (Fig. 7.9 f). De acuerdo a la composición mineralógica de las muestras con textura porfírica se clasifican como andesitas.

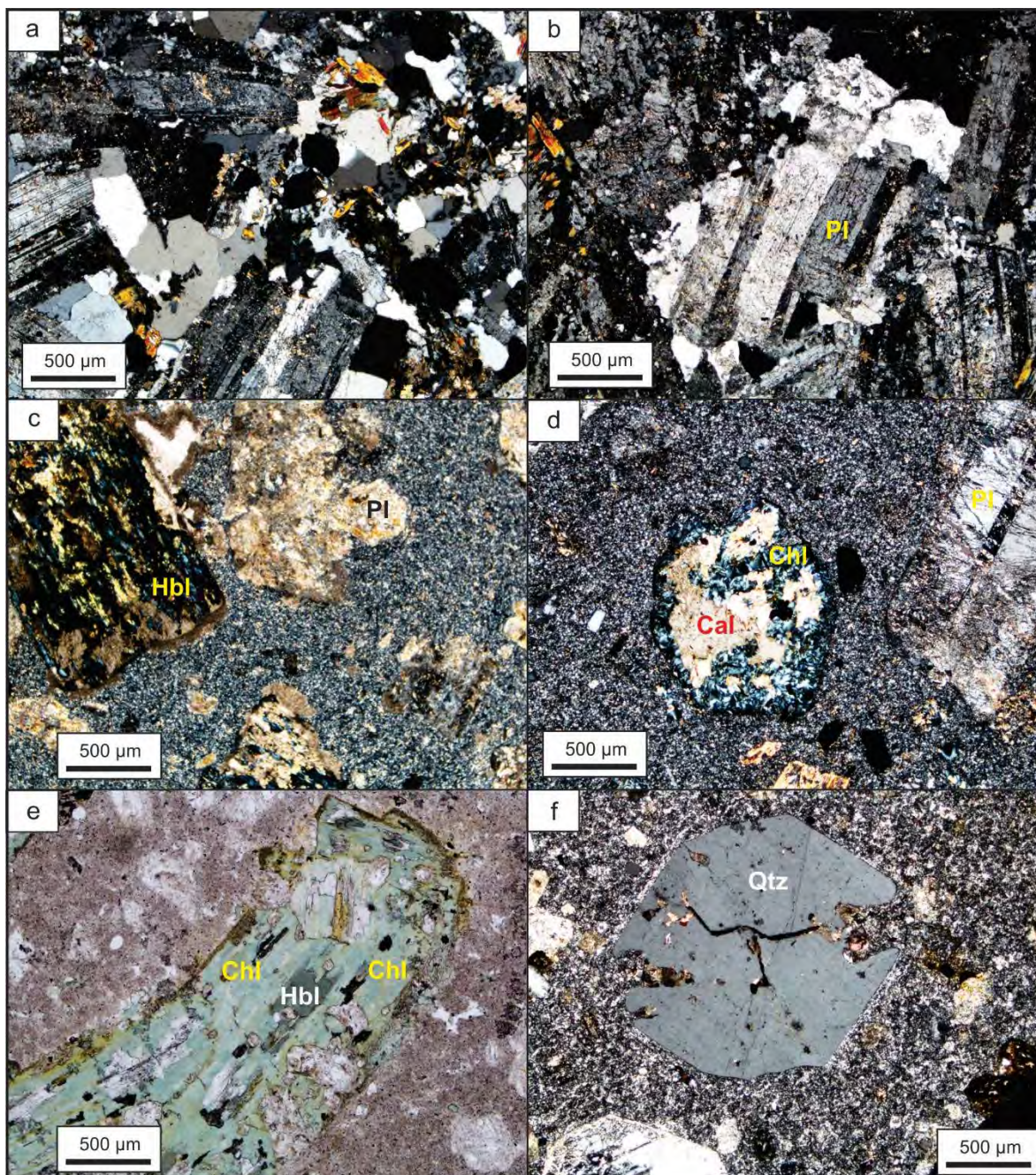


Figura 7.9. Petrografía de las rocas del cerro Caicayén. a) Textura inequigranular presente en la microdiorita (con nicoles cruzados). b) Planos de maclas curvados en plagioclasa (con nicoles cruzados). c) Textura porfirica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol alterados (con nicoles cruzados). d) Sección basal de un anfíbol reemplazado por calcita y clorita (con nicoles cruzados). e) Resto de un anfíbol sin alteración rodeado por cloritas (sin nicoles cruzados). f) Cristal de cuarzo con senos de corrosión (con nicoles cruzados).

Mecanismo de emplazamiento de los intrusivos del cerro Caicayén

Con respecto al emplazamiento de los cuerpos ígneos del área del cerro Caicayén, los mismos se encuentran alojados como filones capa, lacolito y como diques a lo largo de zonas de falla (Fig. 7.6 a, b y c). Estas últimas estructuras distribuidas a lo largo del arroyo Rahueco son interpretadas como retrocorrimientos que afectan al flanco oriental del anticlinal Rahueco (Fig. 7.2), por lo cual los dos diques principales que alimentan el cuerpo mayor del cerro Caicayén se emplazan en las zonas de los retrocorrimientos (Fig. 7.10). Esto ha sido también observado en cuerpos lacolíticos de otras regiones de la faja corrida y plegada de la Cuenca Neuquina (Dimieri 1992, Araujo *et al.* 2013), en donde se determina que cuando el campo de esfuerzos compresivos presenta un esfuerzo principal máximo horizontal, el magma tiene mayor facilidad de emplazarse a lo largo de fracturas de bajo ángulo. González *et al.* (2009) indican que la continua deformación durante el transporte del magma a la corteza superior puede generar una distribución de filones capa a lo largo de los llanos de las fallas y/o en estructuras anticlinales (Fig. 7.11). Cuando la presión del magma supera a la fuerza gravitacional, las fallas inversas pueden actuar como canales que permiten la migración hacia niveles superiores del magma localizado en los llanos de las fallas (González *et al.* 2009). En conclusión, los intrusivos eocenos del cerro Caicayén emplazados a lo largo de zonas de fallas permitirían acotar la edad mínima de la deformación que originó la estructura de basamento del anticlinorio Rahueco. Esto se debe a que las estructuras tectónicas podrían ser anteriores o a lo sumo contemporáneas al magmatismo y dicha relación servirá de sustento para el modelo cinemático presentado en el capítulo 8.2.

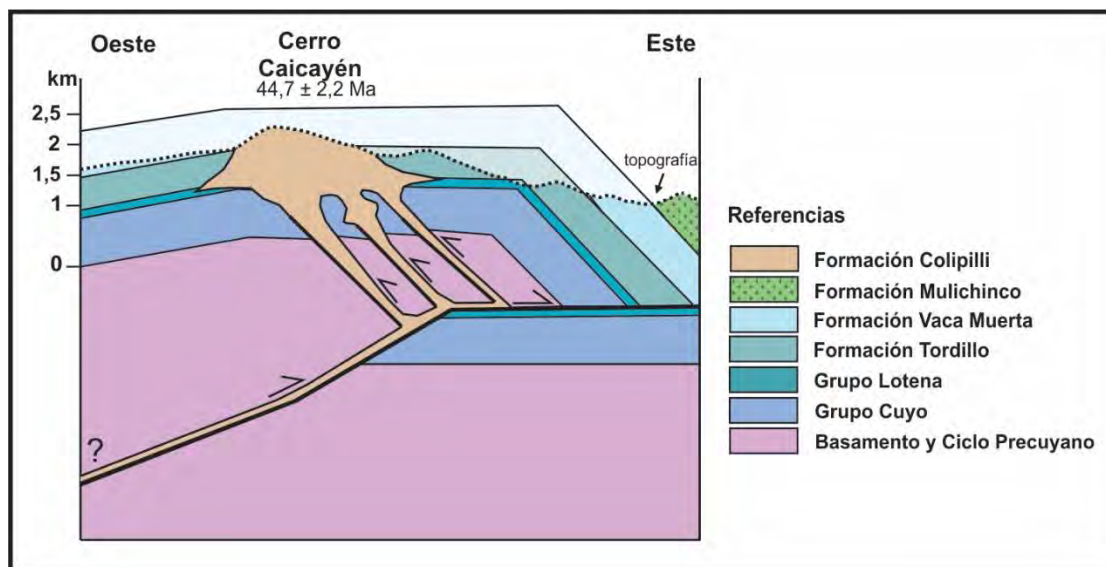


Figura 7.10. Esquema estructural del emplazamiento del magma a través de retrocorrimientos asociados a la cuña de basamento del anticlinal Rahueco.

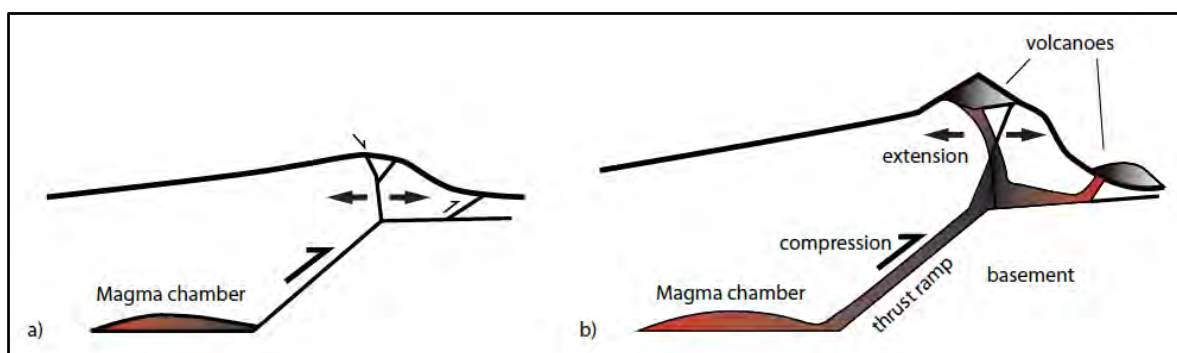


Figura 7.11. Ilustración de posible mecanismo de emplazamiento del magma en ambiente compresivo de los Andes Centrales (González *et al.* 2009). a) Comienzo de la deformación donde el acortamiento horizontal es acomodado mediante pliegues relacionados a falla. b) La continua deformación durante el transporte del magma a la corteza superior puede almacenarlo en filones a lo largo de segmentos de los llanos de fallas y/o en la estructura anticlinal.

7.1.2. Zona 2: Sinclinal Rahueco

Hacia el este del anticlinal Rahueco, se observa un sinclinal cuyo eje tiene un rumbo NO-SE (Fig.4.1). En el núcleo de la estructura afloran rocas volcánicas-piroclásticas plegadas en discordancia con las formaciones del Grupo Bajada del Agrio. En el limbo occidental, la

Formación Huitrín presenta un buzamiento de 77° al E-NE, mientras hacia el este, las rocas volcánicas buzcan 56° al NE. Las rocas presentes en el sinclinal están constituidas por brechas volcánicas con clastos de gran tamaño, que llegan a medir 8 cm (Figs. 7.12 a, b y c). Además, se reconocieron escasos afloramientos de rocas basálticas (Figs. 7.12 d) y niveles de conglomerados.

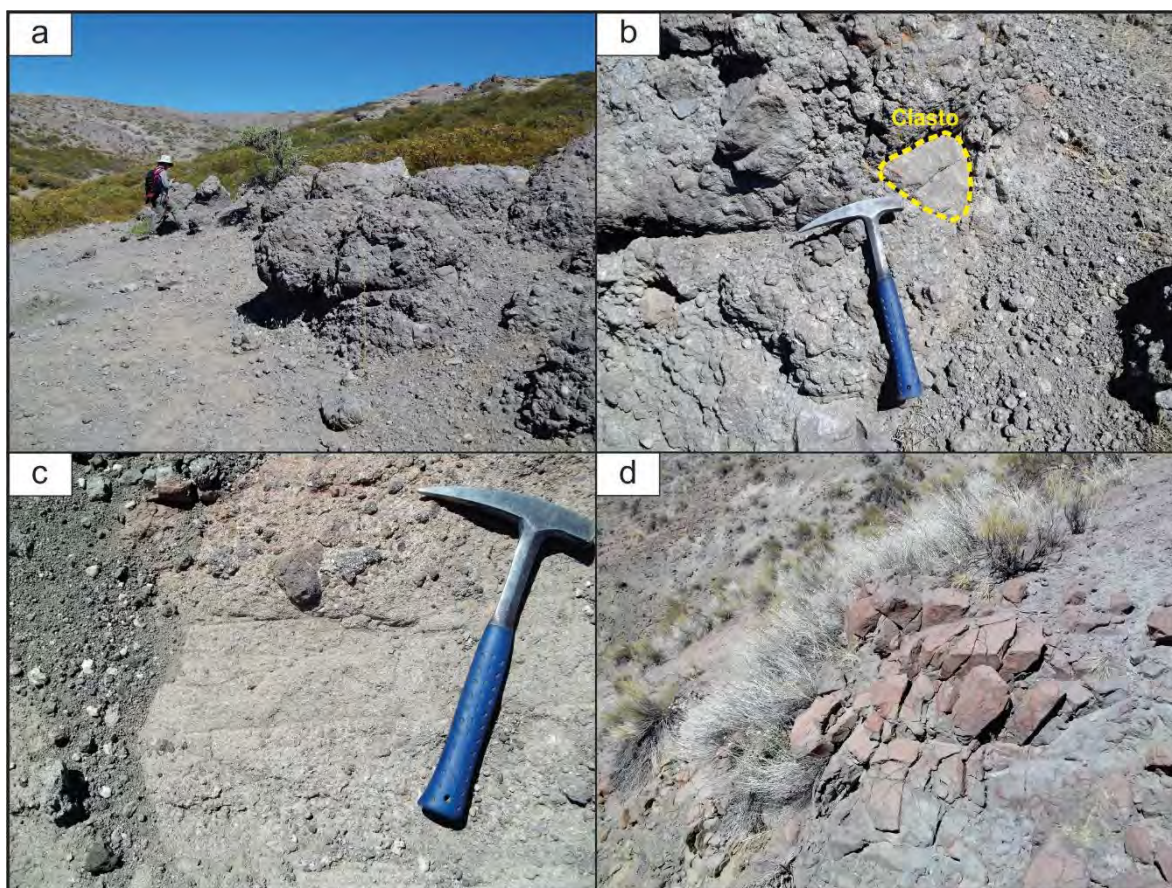


Figura 7.12. a) Afloramiento de brechas volcánicas en el norte del sinclinal. b) y c) Clastos de vulcanitas de diversos tamaños inmersos en una matrix tobácea tamaño arena. d) Afloramientos de basaltos.

Petrográficamente, las muestras de las coladas presentan texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, olivino, piroxeno y escaso anfíbol (Figs. 7.13 a, b y c). La plagioclasa presenta maclado polisintético y zonación, y una composición labradorita según el método Michel-Levy. Algunos cristales de plagioclasa están alterados a calcita y a lo largo de las bandas de zonación hay iddingsita. Por otra parte, se reconocen fenocristales de augita e hipersteno de

hasta 2 mm, los cuales tienen extinción ondulosa. Algunos fenocristales de hipersteno presentan senos de corrosión por la pasta (Fig. 7.13 d). También se reconocen formas relicticas de olivinos euhedrales totalmente reemplazados por iddingsita de entre 1 a 2 mm (Fig. 7.13 b). La pasta de la muestra es intersertal formada por minerales opacos, iddingsita y minerales de alteración. Los microfenocristales de la pasta presentan fluidalidad donde se reconocen piroxeno y probables olivinos reemplazados por iddingsita (Fig. 7.13 a).

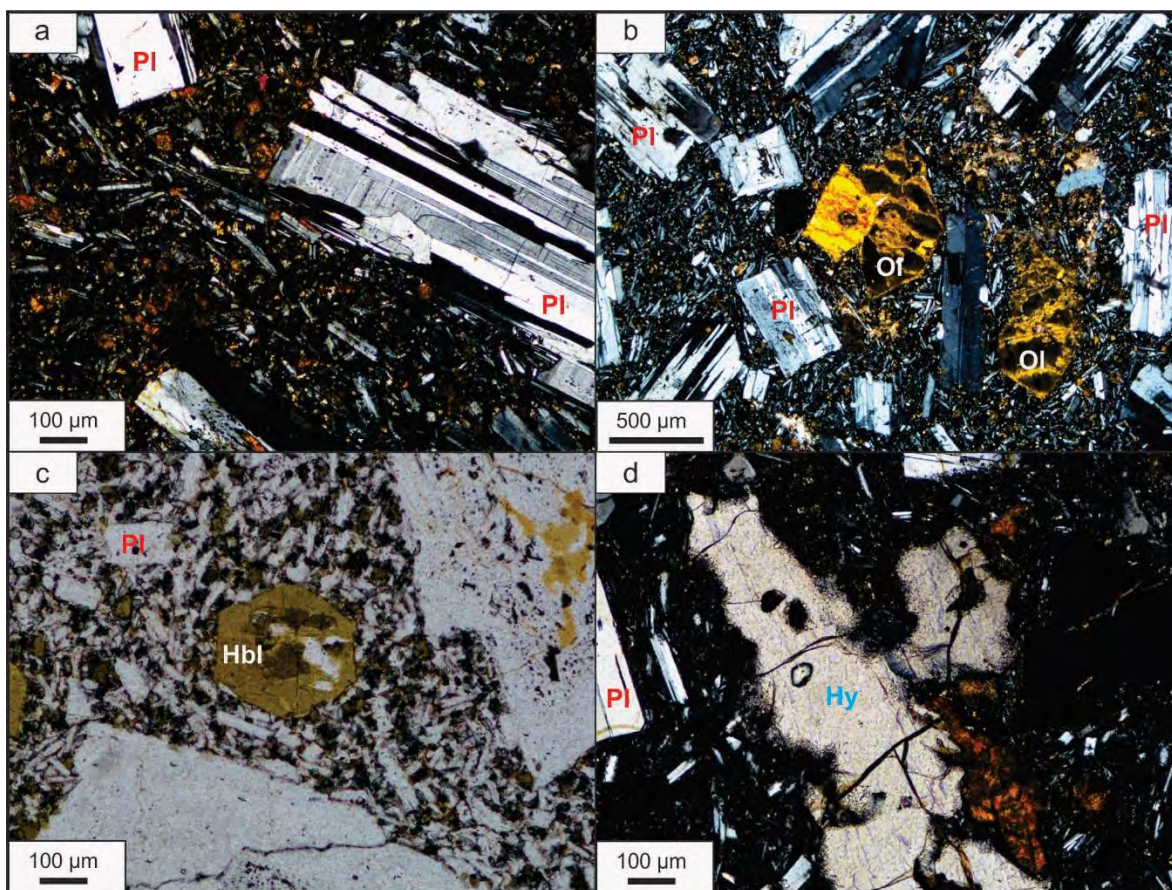


Figura 7.13. Petrografía de las rocas del sinclinal Rahuco. a) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y evidencia de fluidalidad de los microlitos de la pasta. b) Fenocristales de olivino totalmente reemplazados por iddingsita. c) Fenocristal de posible anfíbol. d) Fenocristal de hipersteno (ortopiroxeno) con senos de corrosión de la pasta.

7.1.3. Zona 3: Diques Pitrén

En los alrededores de la región de Tres Chorros y del cerro Pitrén se ubican una serie de diques alineados y segmentados de rumbo NE-SO que han sido denominados como diques Pitrén (Lebinson *et al.* 2017).

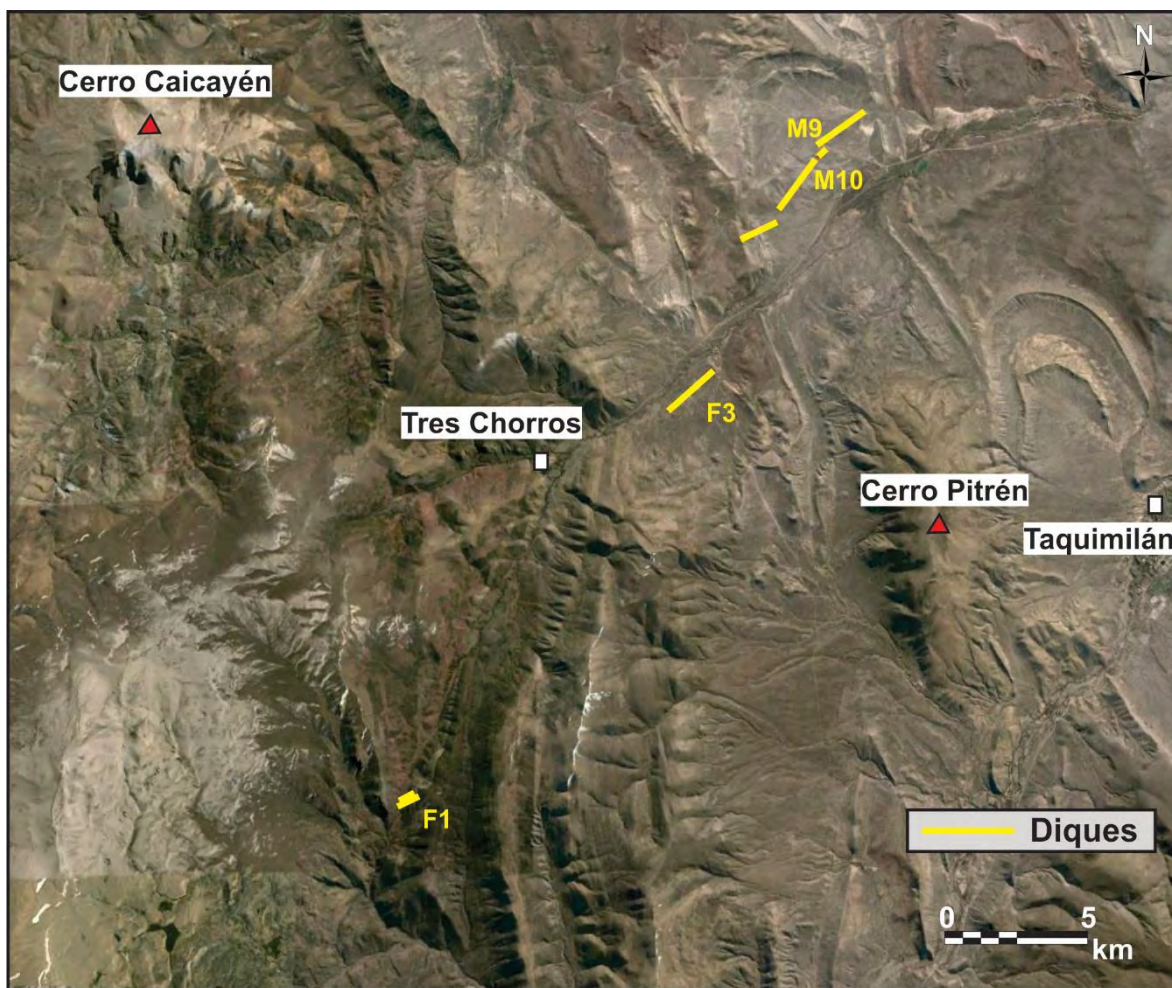


Figura 7.14. Ubicación de los diques Pitrén.

A 7 km al suroeste de Tres Chorros se encuentran dos diques de 3 metros de espesor que intruyen a la Formación Tordillo (Figs. 7.15 a). El rumbo de los diques es de 060° , mientras que la secuencia sedimentaria tiene una orientación de $235^\circ/11^\circ$. Los cuerpos ígneos se disponen subverticalmente respecto a la estratificación y están afectados por fracturas de movimiento sinistral de rumbo 170° (Fig. 7.15 b).

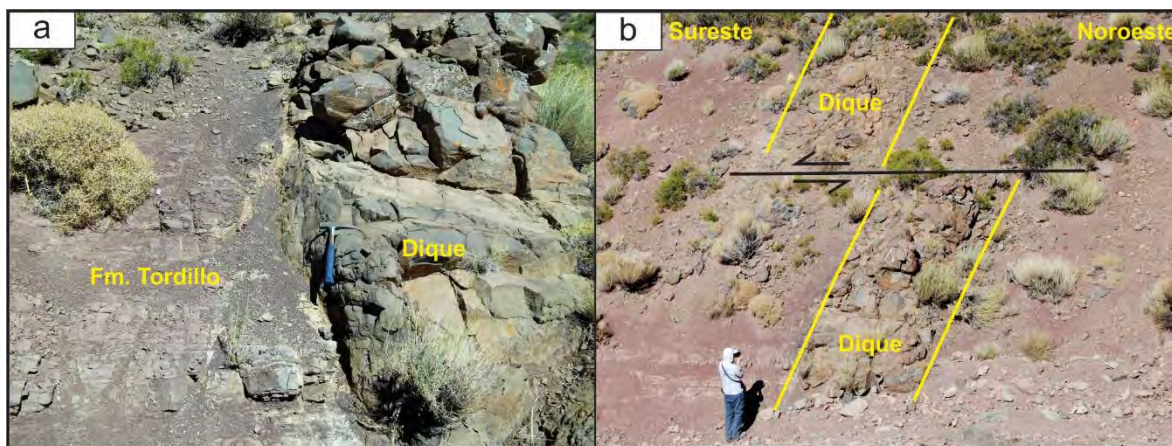


Figura 7.15. a) Contacto dique con las areniscas de la Fm. Tordillo. b) Dique afectado por fracturas con movimiento sinistral.

Al norte del cerro Pitrén y al noreste de la localidad de Tres Chorros se ubica una serie de diques de entre 2 y 5 m de espesor de rumbo NE-SO (Figs. 7.16 a y b). Los afloramientos de estos cuerpos se caracterizan por tener tonalidades rojizas anaranjadas (Figs. 7.17 a y b), con una aureola de contacto con la roca de caja de dimensiones reducidas de aproximadamente 10 cm (Figs. 7.17a - d). Macroscópicamente, los diques muestran en general una textura homogénea y no presentan zonación lateral. De estos diques, tres se encuentran distribuidos al norte del cerro Pitrén, a lo largo de 4 kilómetros en total, cortando oblicuamente a la estructura anticlinal Cerro Pitrén e intruyendo principalmente a las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Fig. 7.16 b). En este sector a lo largo de la ruta 6, dos de dichos diques se disponen subparalelos y están separados entre sí aproximadamente 200 metros. Estos cuerpos miden entre 1300 y 1800 metros de extensión, mientras que un tercer dique ubicado en el limbo occidental del anticlinal tiene una longitud de 900 metros (Fig. 7.16 b).

Por otra parte, a 3 km aproximadamente en dirección noreste desde Tres Chorros, se registró otro dique similar a los ubicados en el cerro Pitrén emplazado también en el Miembro Pilmatué (Fig. 7.17 e). Este dique tiene un rumbo N43°E y tiene menor dimensión que los diques localizados al norte del cerro Pitrén, con una extensión de aproximadamente 800 metros.

A lo largo de los afloramientos distribuidos en el cerro Pitrén y al este de Tres Chorros se midieron las orientaciones de los diques y se graficaron en un diagrama de rosas (Fig. 7.17 f), mediante el cual se determinó un rumbo promedio NE-SO (048°).

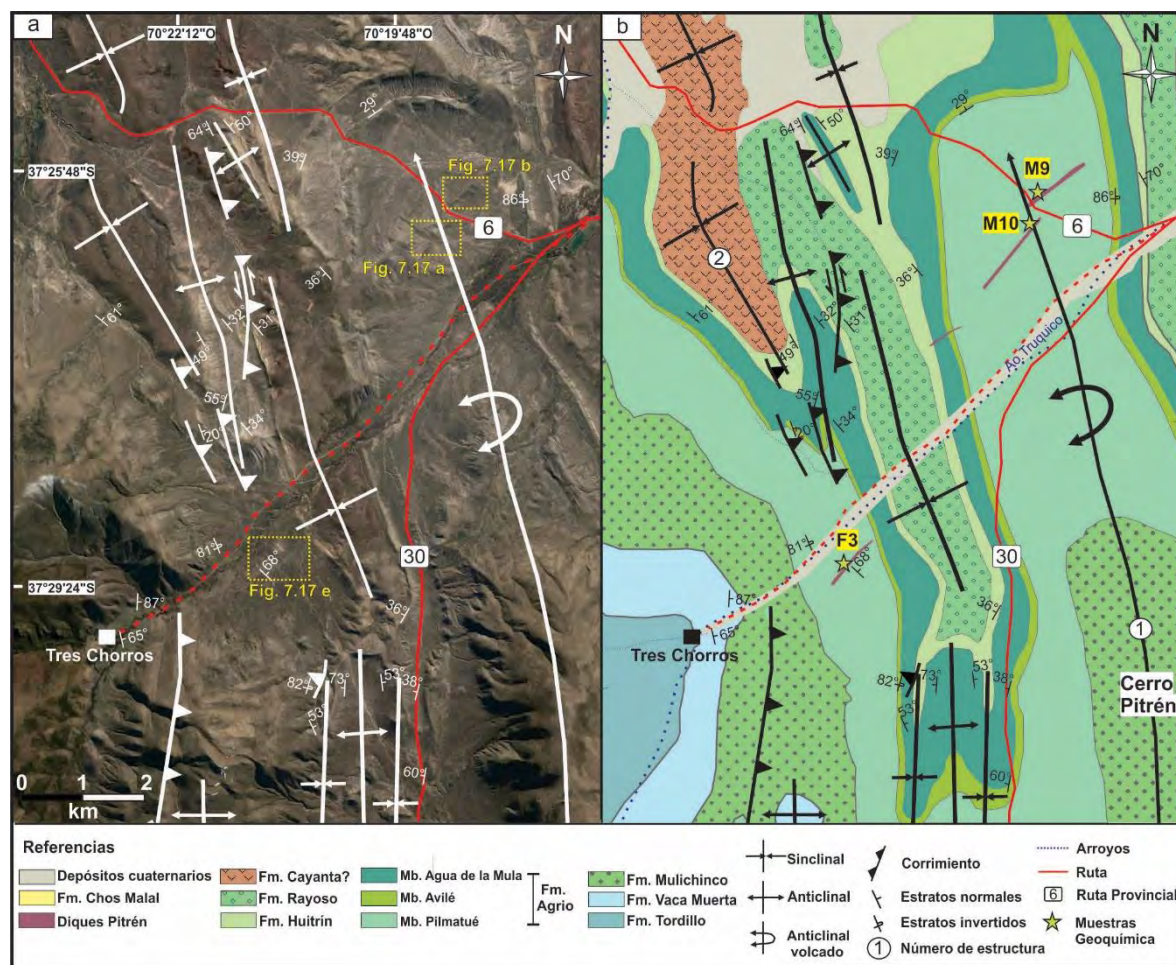


Figura 7.16. Imagen de google Earth (a) y mapa geológico (b) de los afloramientos de los diques subvolcánicos Pitrén en la región del Cerro Pitrén.

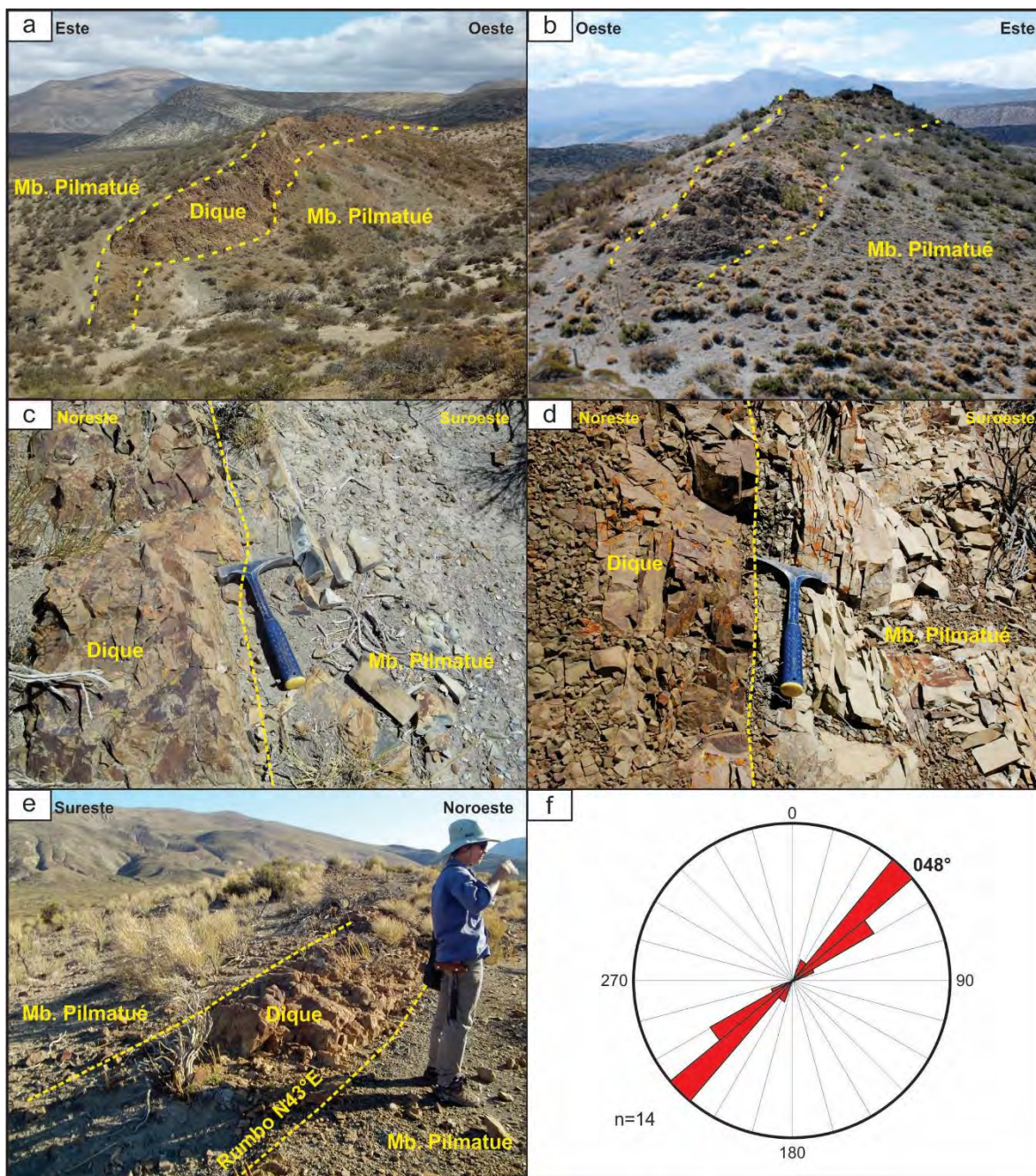


Figura 7.17. Afloramientos de los diques subvolcánicos Pitrén. a) Segmento al sur (Muestra 10) y b) segmento al norte (Muestra 9) de la ruta 6 al norte del cerro Pitrén. b) y c) Contacto intrusivo entre dique y pelitas del Miembro Pilmatué. e) Afloramiento de dique (Muestra F3) al noreste de Tres Chorros. f) Diagrama de roseta correspondiente a las orientaciones de los diques Pitrén, siendo la dirección media Az. 048°.

Petrografía de los diques Pitrén

Las rocas de los diques Pitrén muestran una textura que varía de equigranular de grano fino a porfírica. Las muestras con textura porfírica exhiben fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta de tonalidad parda amarillenta pilotáxica a intersertal (Figs. 7.18 a y b) donde los microlitos de plagioclasa (60%) se disponen sin orientación preferencial. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales de hasta 0,8 mm, presentan maclado polisintético y su composición según el método Michel-Levy es andesina. Tanto los fenocristales como los microlitos de plagioclasa están parcialmente alterados a calcita. En una muestra obtenida en la parte central del dique M9, el tamaño de los fenocristales de plagioclasa oscila entre 0,6 y 0,8 mm, mientras que cerca del contacto con las pelitas el tamaño de los mismos disminuye ($< 0,5$ mm) y la roca presenta mayor alteración.

En las rocas con textura equigranular, las tablillas de plagioclasa (80%) son de mayor tamaño y los espacios entre las tablillas están ocupados por serpentina y minerales opacos. Tanto en las rocas de textura porfírica como equigranular, los minerales máficos no se han reconocido claramente debido a su intensa alteración a serpentina. En uno de estos diques (M9), se observaron posibles microfenocristales de piroxeno, identificados por su hábito cristalino basal octogonal, que se encuentran completamente reemplazados por serpentina (Fig. 7.18 a). Asimismo, en otra muestra (M10), se identificaron algunas secciones basales rómbicas posiblemente de anfíbol, reemplazadas totalmente por calcita (Fig. 7.18 b).

En todas las rocas se reconoció la presencia de microfenocristales de cuarzo en muy bajas proporciones ($< 3\%$), dispuesto como cristales individuales, agregados y en forma intersticial. Como minerales secundarios se identificaron serpentina, calcita, biotita y como accesorio la titanita. La calcita se presenta también en forma de venillas que atraviesan la roca y formando amígdalas. Estas últimas se observan en todas las muestras analizadas, particularmente en la muestra F3 donde son más abundantes y llegan a medir en algunos casos más de 2 mm. Las amígdalas de calcita presentan en sus bordes crecimientos de cristales de cuarzo y de minerales opacos, y algunas veces muestran un borde de alteración (Figs. 7.18 c y d). Una particularidad de uno de estos diques (M10) es que posee fragmentos de rocas carbonáticas (posiblemente de calizas de la roca de caja) con bordes engolfados indicando corrosión por parte de la pasta de la roca ígnea (Figs. 7.18 e y f).

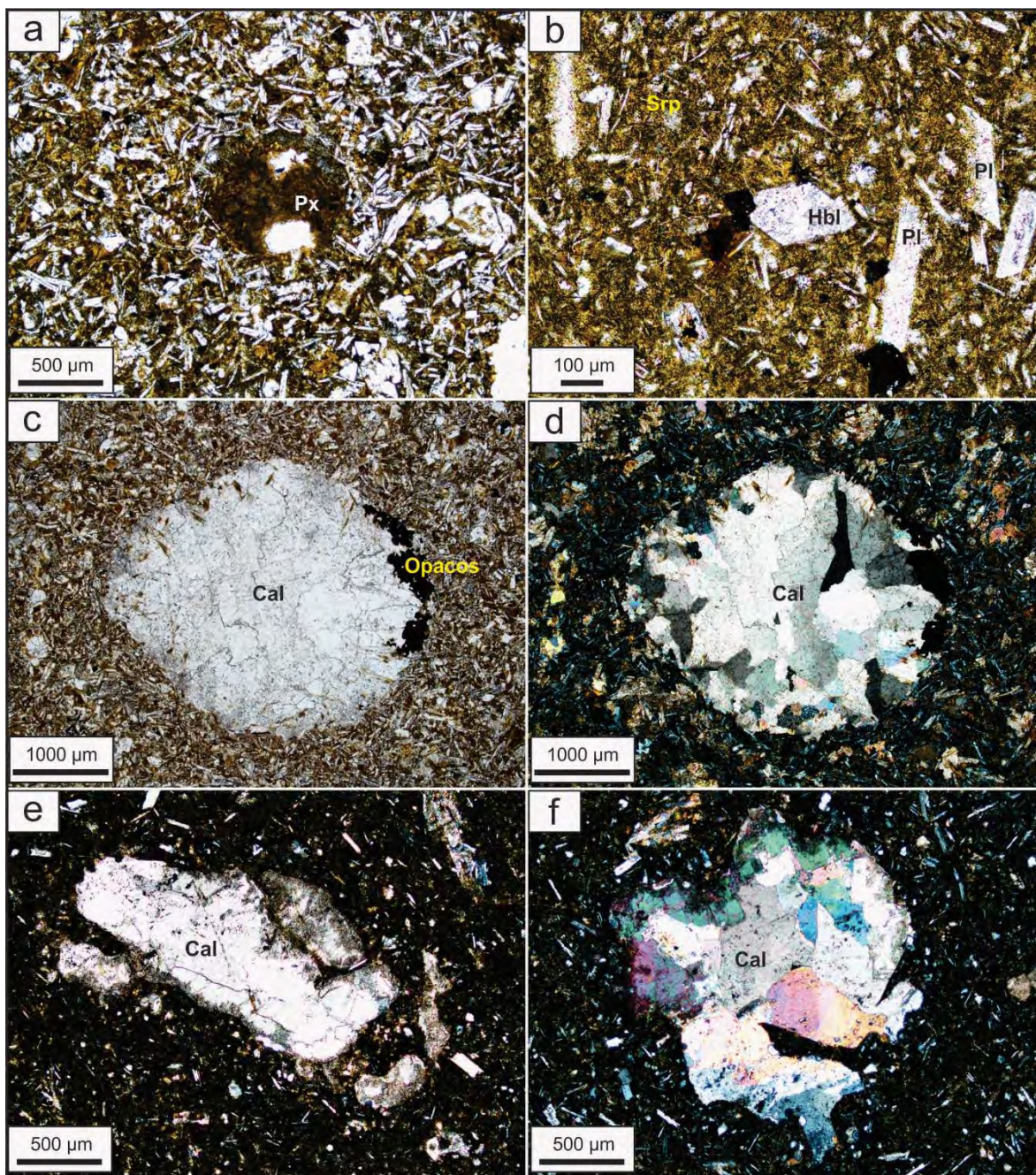


Figura 7.18. a) y b) Textura porfirica de las muestras de los diques Pitrén con pasta pilotáxica a intersertal donde se identificaron fenocristales de piroxeno y anfíbol (sin polarizador). c) y d) Amígdala rellena de calcita (c: sin polarizador, d: con polarizadores cruzados. e) y f) Clastos de caliza con evidencia de corrosión por la pasta de la roca ígnea (con polarizadores cruzados).

Mecanismo de emplazamiento de los diques Pitrén

En las últimas décadas, en las fajas corridas y plegadas del norte neuquino y sur mendocino se realizaron estudios con respecto al emplazamiento de diques volcánicos y bitumen, y las orientaciones de los esfuerzos asociados a la formación de los mismos. Guzmán *et al.* (2011) efectuaron un relevamiento de diques de bitumen y volcánicos en las sierras de Cara Cura y de Reyes, donde indicaron que la orientación media de los diques de bitumen es $64,9^\circ$, mientras que la mayoría de los diques volcánicos tienen una orientación principal de $53,8^\circ$ los cuales se habrían emplazados posteriormente a la deformación. No existen dataciones para dichos diques volcánicos, pero según Pomilio y Vila (2005) podrían ser de edad oligocena tardía-miocena. De acuerdo a la orientación y la posible edad de los diques, Guzmán *et al.* (2011) señalaron que no hubo cambios importantes en la dirección de esfuerzo horizontal máximo entre el Paleoceno y el Mioceno. Asimismo, Cobbold *et al.* (1999) determinaron una orientación general de 060° para los diques de bitumen distribuidos en la faja corrida y plegada del Agrio. Dichos autores indicaron que esa orientación era compatible con la orientación de convergencia oblicua entre la placa Sudamericana y la placa de Nazca durante el Eoceno obtenida por Pardo-Casas y Molnar (1987) a partir de estudios paleomagnéticos. A partir de estas observaciones, Cobbold *et al.* (1999) interpretaron que esa orientación podría corresponder a la orientación de fracturación extensional durante el plegamiento de la región y que los diques de bitumen se habrían formado durante el Eoceno. Sin embargo, posteriormente, Cobbold *et al.* (2014) considerando nuevos datos determinaron que los diques de bitumen se formaron durante el Plioceno - Pleistoceno.

Los datos de orientación de los diques volcánicos y de bitumen relevados por Guzmán *et al.* (2011), Cobbold *et al.* (1999) y Zamora Valcarce (2007) se proyectaron en una red estereográfica a fin de compararlos con la orientación de los diques Pitrén (Fig. 7.19 a). También, se indica en la figura el esfuerzo máximo compresivo horizontal (075°) para el Neógeno (Pardo-Casas y Molnar 1987). El esfuerzo compresivo máximo horizontal obtenido a partir de las fracturas y de los ejes de pliegue de esta tesis (Ver capítulo 4.4) tendría una orientación ENE-OSO (Fig. 7.19 b). Este dato coincide con los resultados obtenidos por Cristallini *et al.* (2002) para la región del norte de la provincia del Neuquén donde determinaron a partir de estudios de fracturación una orientación de esfuerzo máximo

compresivo horizontal de 072° . Como resultado de comparar las distintas orientaciones se destaca que la orientación de los diques Pitrén, oblicua al esfuerzo máximo compresivo, coincide con los lineamientos regionales (Truquico, Rahueco) y con las fracturas de cizalla de cinemática dextral. La orientación promedio obtenida en los diques Pitrén (048°) se asemeja a la orientación de los diques volcánicos del estudio de Guzmán *et al.* (2011), pero la falta de dataciones y de datos geoquímicos impide correlacionar dichos cuerpos ígneos y conocer la edad de emplazamiento.

El juego de fracturas interpretado de cizalla dextral, tiene la misma orientación NE-SO que los diques Pitrén, conformando posibles zonas de debilidad para la intrusión de los cuerpos ígneos. Los diques volcánicos generalmente se emplazan en fracturas extensionales donde el esfuerzo mínimo compresivo horizontal es perpendicular al plano de intrusión del dique (Anderson 1951, Fig. 7.19 c), pero sin embargo en cercanía a la superficie los diques también pueden estar controlados por planos de debilidad locales (Park 1983, Rubin 1995), como, por ejemplo fracturas de cizalla o fallas de rumbo (Spacapan *et al.* 2016).

Sobre la base de las características petrológicas, geoquímicas y estructurales previamente descriptas se interpreta un modelo de emplazamiento en el cual los diques se encuentran en profundidad asociados a una fuente ígnea en común, y hacia niveles más superficiales los diques se orientan en segmentos controlados por los lineamientos NE-SO y por las fracturas de cizalla dextrales asociadas al plegamiento de la región (Figs. 7.19 d y 7.20).

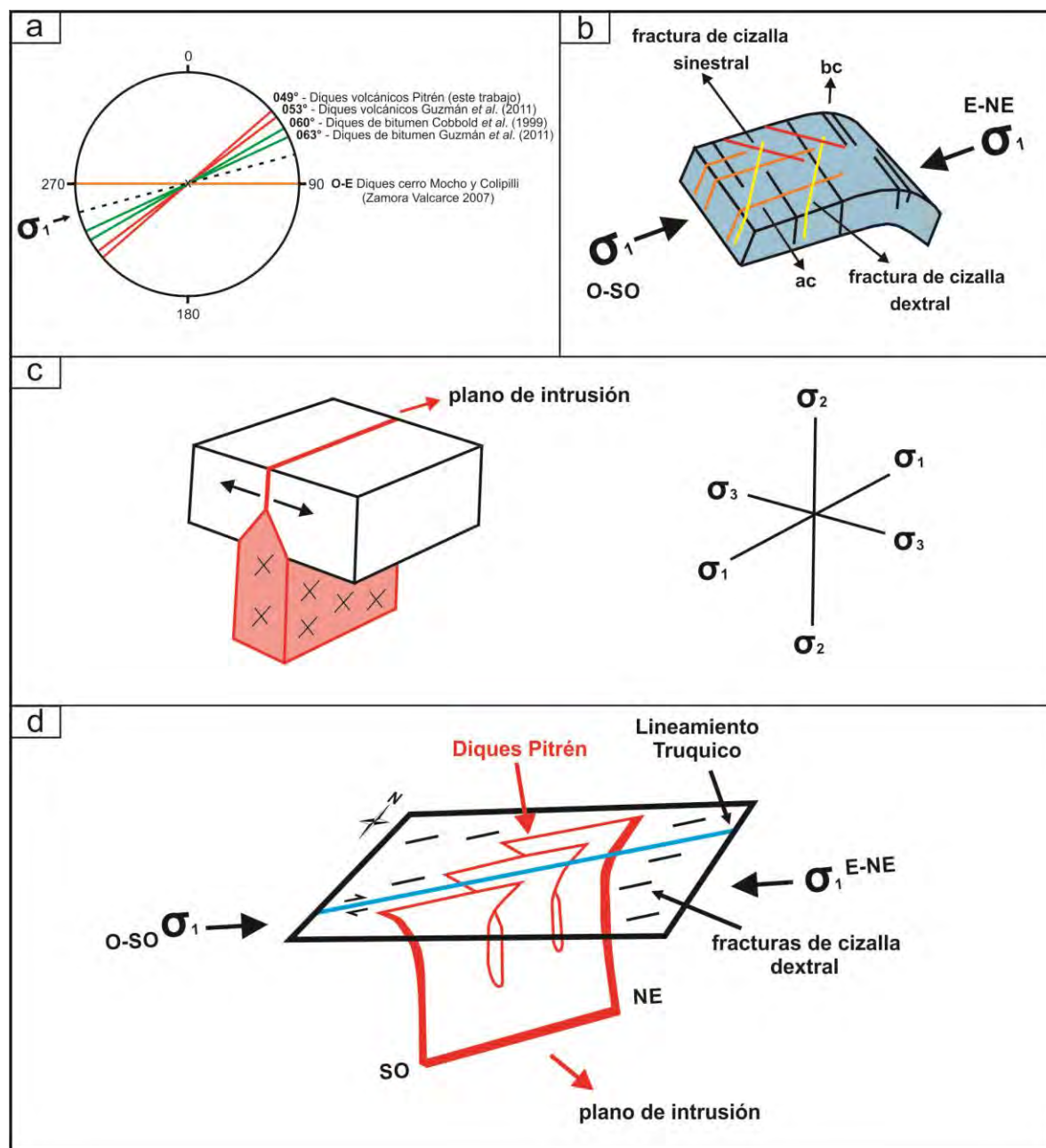


Figura 7.19. Proyección estereográfica de las orientaciones generales de los diques subvolcánicos y de bitumen en la faja corrida y plegada (Cobbold *et al.* 1999, Zamora Valcarce 2007 y Guzmán *et al.* 2011). b) Esquema ilustrativo de las fracturas asociadas al plegamiento del área de estudio basado en la clasificación de fracturas de Twiss y Moore (2007). c) Modelo de intrusión de un dique (modificado de Park 1983). d) Modelo de emplazamiento de los diques Pitrén. (Modificada de Lebinson *et al.* 2017)

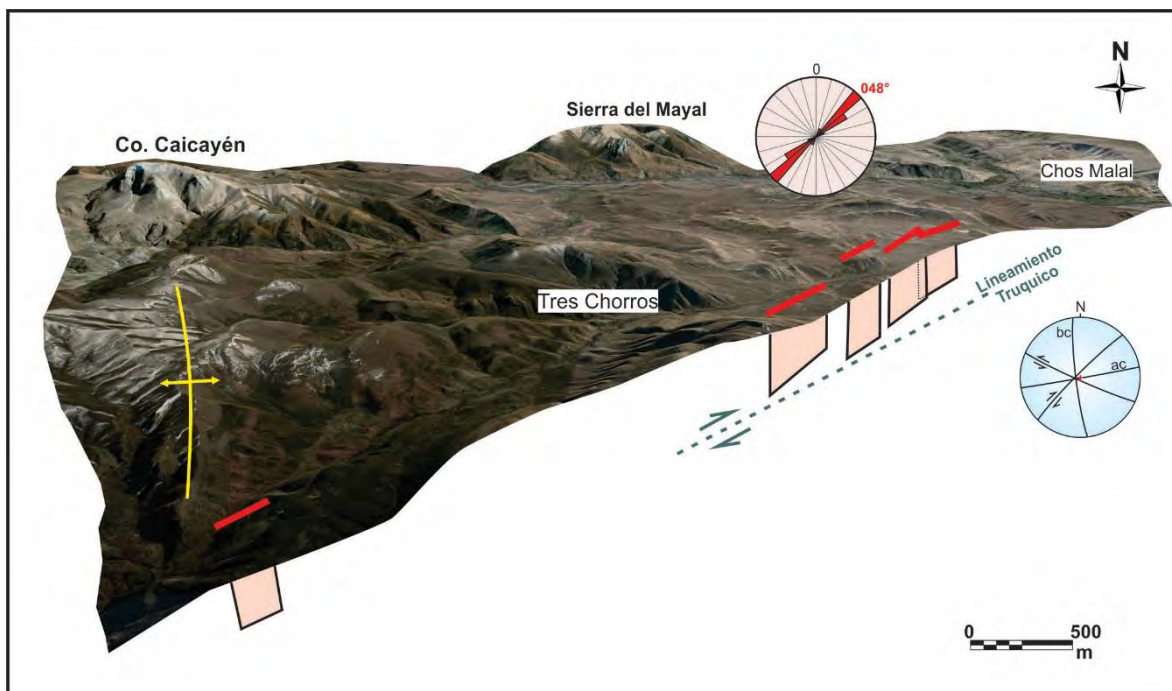


Figura 7.20. Emplazamiento de los diques Pitrén a lo largo de estructuras oblicuas a los ejes de los pliegues condicionados también por el lineamiento Truquico (falla de rumbo dextral).

7.1.4. Zona 4: Región del cerro Naunauco

7.1.4.1. Cerro Naunauco

Al sur de la localidad de Taquimilán se encuentra un lacolito de la Formación Colipilli que conforma el cerro Naunauco (Figs. 7.21 a y b). Este cuerpo ígneo intruye en un sinclinal en cuyo núcleo aflora la Formación Huitrín y tiene una edad determinada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 65.5 ± 0.46 Ma (Zamora Valcarce *et al.* 2006).

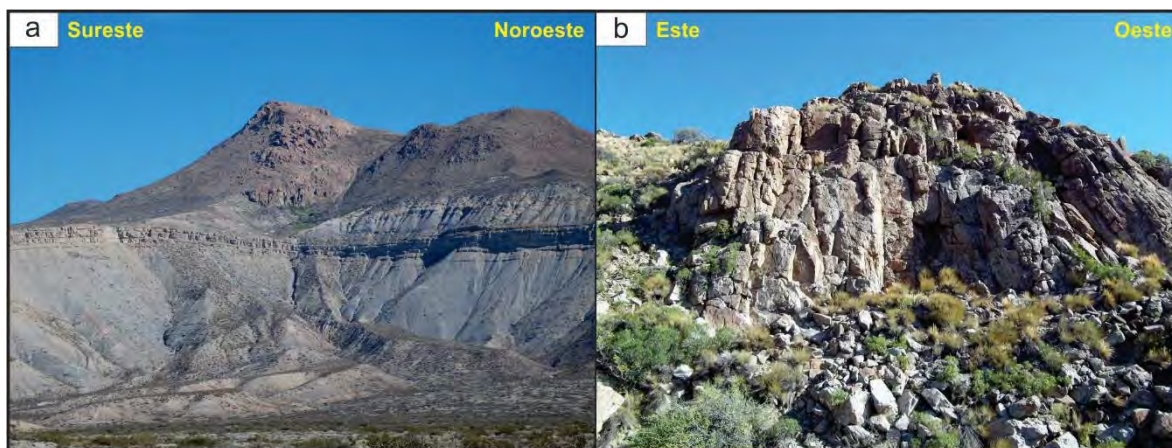


Figura 7.21. Intrusivo Naunauco. a) Al sur de Taquimilán, en el núcleo de un sinclinal. b) En el extremo oeste del cerro Naunauco.

En muestra de sección delgada, las rocas del cerro Naunauco presentan una textura porfírica con fenocristales de hornblenda y plagioclasa (Figs. 7.22 a y b). Algunos cristales de la plagioclasa están alterados a clorita y están zonados. La pasta es de grano muy fino de tipo pilotáxica a intersertal. Como mineral accesorio hay titanita. A su vez, se observa un mineral de alteración con hábito fibroso posiblemente serpentina.

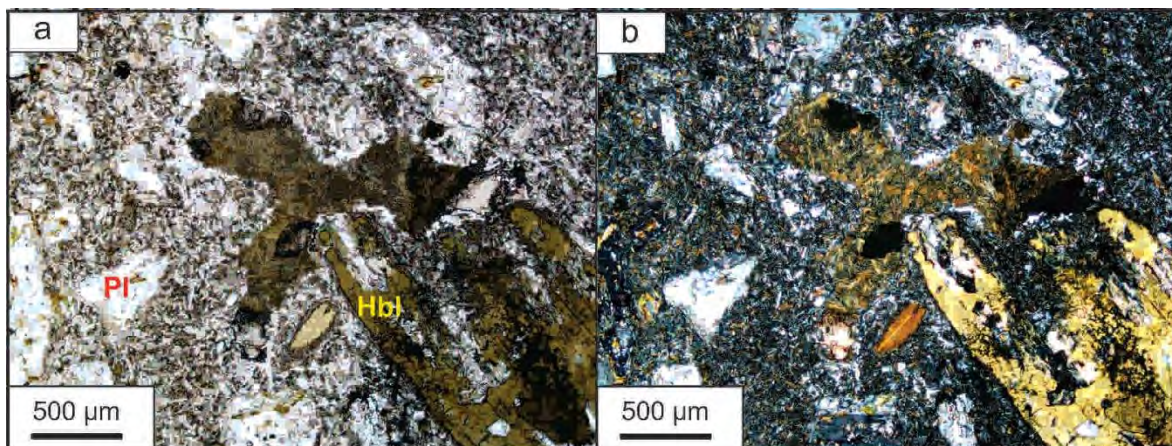


Figura 7.22. Muestra del cerro Naunauco (M8-16). a) y b) Textura porfírica del intrusivo Naunauco con pasta pilotáxica a intersertal donde se identificaron fenocristales de plagioclasa y anfíbol (a: sin polarizador, b: con polarizador).

7.1.4.2. Filón capa al suroeste de Taquimilán

A 6 km al suroeste del pueblo de Taquimilán, en cercanía de la Ruta Provincial 29, aflora un filón capa (Fig. 7.23 a y b) intruido en las pelitas del Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio). Las rocas de dicha unidad están plegadas con una orientación $086^{\circ}/30^{\circ}$. El filón tiene un espesor entre 8 a 10 metros aproximadamente, y se destaca por presentar cristales de anfíbol que llegan a medir 4 centímetros (Fig. 7.23 c). Este cuerpo intrusivo podría considerarse pre-tectónico, indicando que se emplazó previamente a la deformación y que luego, se deforma en conjunto con la secuencia sedimentaria mesozoica.

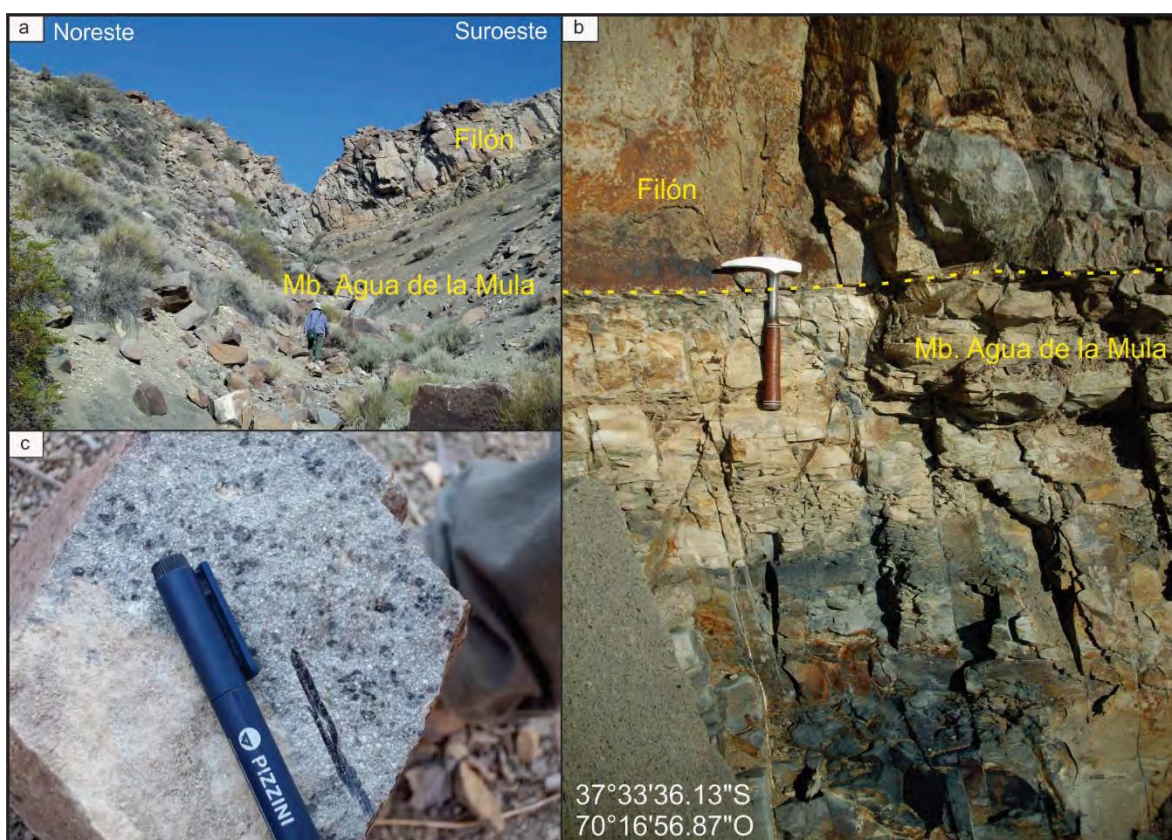


Figura 7.23. a) Afloramiento al suroeste de Taquimilán de un filón capa alojado en el Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio). b) Contacto entre las pelitas del Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio) con el cuerpo intrusivo. c) Cristales de gran tamaño de anfíbol.

Microscópicamente, la muestra del filón (F5) presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda (Figs. 7.24 a-f). También, se observan escasos olivinos (Fig. 7.24 e). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, están muy alterados y algunos se presentan zonados. Los cristales de mafitos se agrupan formando una textura

glomeroporfírica (Figs. 7.24 c y d). Como minerales de alteración hay calcita y biotita. Por otra parte, la pasta de la roca está formada por microlitos de plagioclasa y material de alteración.

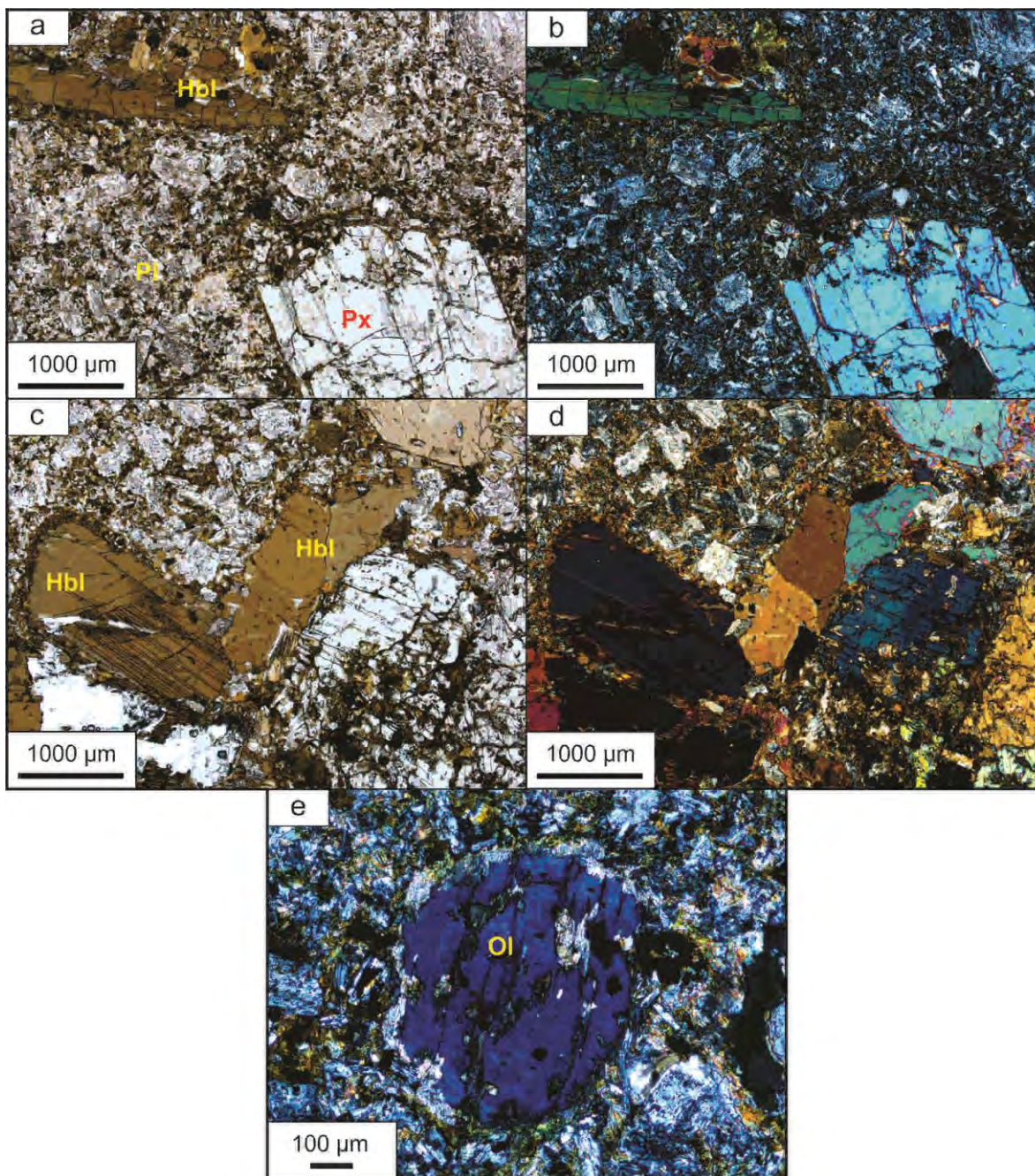


Figura 7.24. Muestra del filón capa (F5). a) y b) Textura porfírica del filón capa con pasta pilotáctica a intersertal donde se identificaron cristales de piroxeno y anfíbol (a: sin polarizador, b: con polarizador). c) Textura glomeroporfírica en cristales de anfíbol (c: sin polarizador d: con polarizador). e) Cristal de olivino (con polarizador).

7.1.4.3. Dique al este del cerro Naunauco

Hacia el este del cerro Naunauco, se registró un dique subvolcánico intruyendo al Miembro Pilmatué de la Formación Agrio con una extensión de aproximadamente 700 metros (Fig. 7.25). Se observó que el cuerpo se emplaza a lo largo de un juego de fracturas de orientación $339^{\circ}/85^{\circ}$ (Figs. 7.26 a y b), mientras que la secuencia sedimentaria buza $263^{\circ}/23^{\circ}$. El dique se dispone segmentado, subvertical, y plegado (Fig. 7.26 c) con una orientación promedio de rumbo $N 65^{\circ} E$ (Fig. 7.26 d).

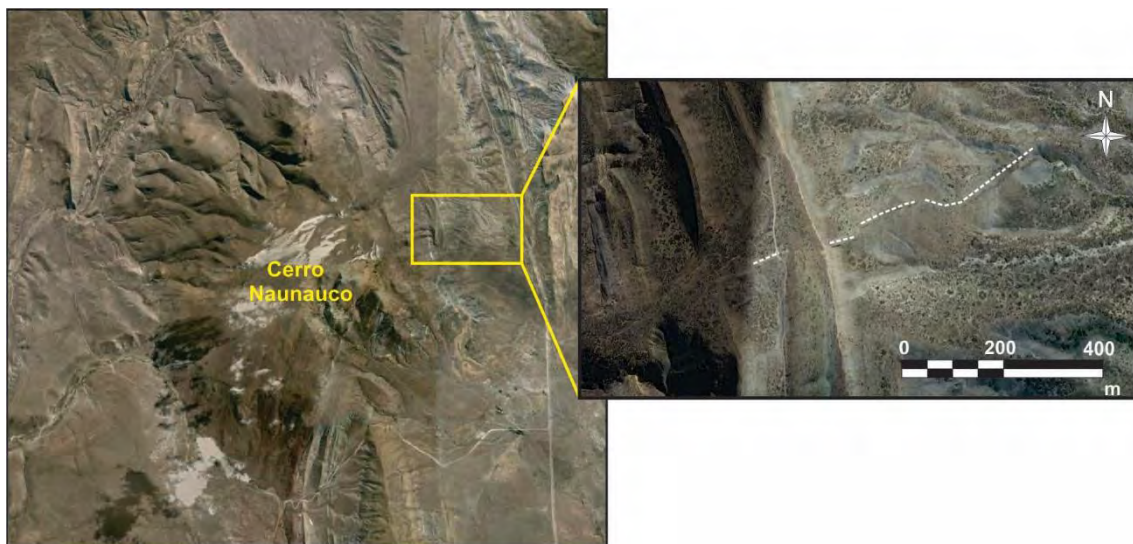


Figura 7.25. Ubicación de los diques al este del cerro Naunauco.

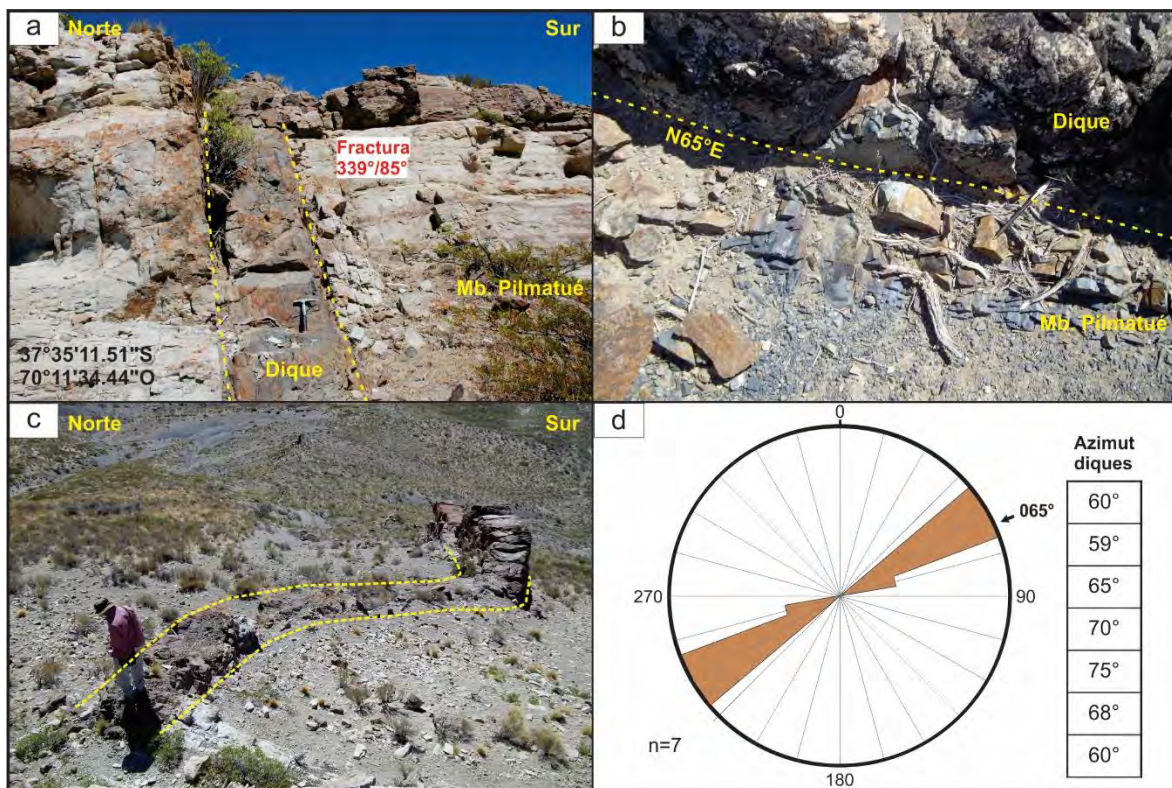


Figura 7.26. a) y b) Dique intruyendo en el Miembro Pilmatué de la Fm. Agrio. c) Dique basculado por cizalla dextral. d) Diagrama de roseta correspondiente a las orientaciones del dique subvolcánico, siendo la dirección media Az. 065°.

Microscópicamente, la muestra del dique presenta una textura intersertal a pilotáxica con fenocristales de plagioclasa muy alterados y olivino (Figs. 7.27 a y b). La fuerte alteración que presenta la muestra no permite definir con claridad si existen otros minerales primarios. Como mineral secundario, principalmente, se observa clorita. Además, en la pasta se registraron muchos minerales opacos.

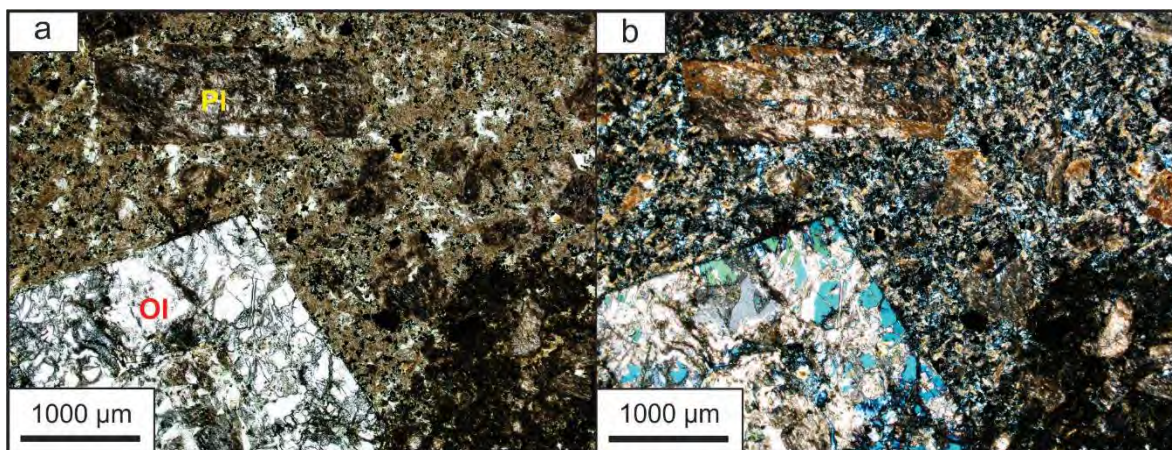


Figura 7.27. Muestra del dique (M4-16). a) y b) Textura porfirica del dique con pasta pilotáxica a intersertal donde se identificaron cristales de plagioclasa y olivino (a: sin polarizador, b: con polarizador).

Con respecto al emplazamiento del dique, se destaca que el magma estuvo controlado estructuralmente a partir de un juego de fracturas. Este juego tiene una orientación de Az 069° , el cual presenta una orientación perpendicular al rumbo de las capas y sería similar al esfuerzo que plegó a la estructura (Figs. 7.28 a y b). Por lo tanto, esta orientación de fracturas correspondería a un juego de diaclasas de extensión (ac). Durante o posteriormente a su emplazamiento, el dique se habría plegado tal cual se observa en la actualidad. Según Morris *et al.* (2008), esta curvatura observable en cuerpos subvolcánicos, como los diques, podría ser resultado de transpresión, en este caso dextral, que afecta al dique alojado en la fractura (Fig. 7.28 c).

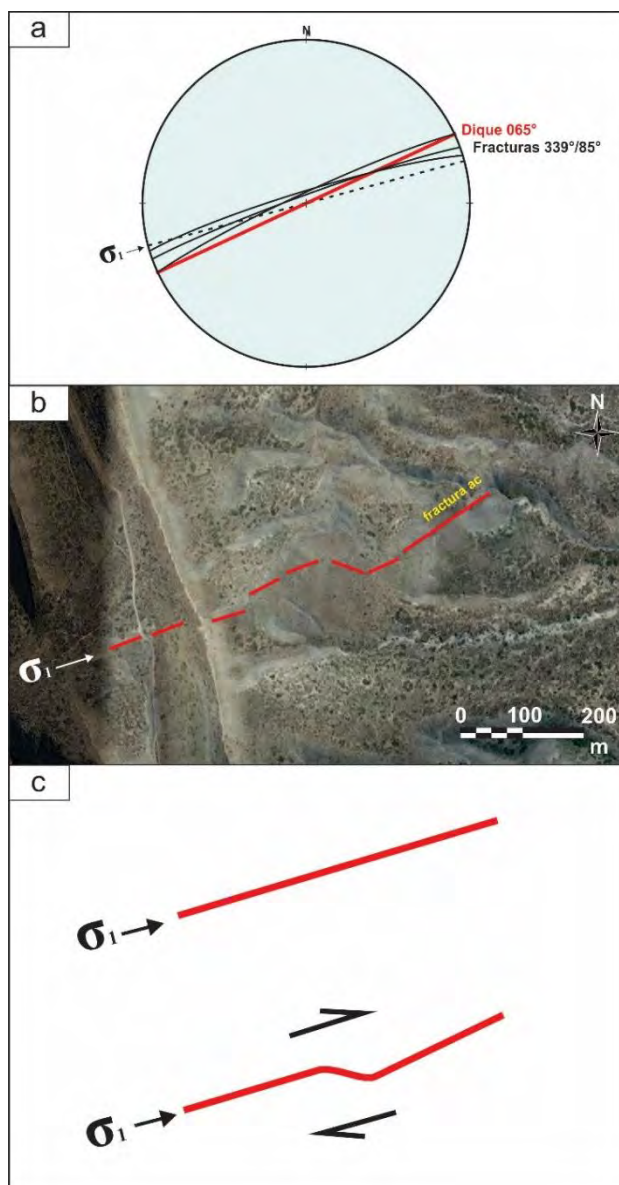


Figura 7.28. a) Orientación promedio de las fracturas y diques volcánicos en relación con el máximo esfuerzo compresivo horizontal. b) Emplazamiento del dique a lo largo de fracturas ac (perpendiculares al eje de pliegue). c) La leve curvatura del dique que podría haberse formado por cizalla de tipo dextral posterior a su intrusión.

7.1.4.4. Intrusivo El Escondido

Hacia el este de la localidad de Taquimilán, en cercanía de la Ruta Nacional 40 (Figs. 7.29 a y b), se identificó un cuerpo ígneo que no se distingue con facilidad a distancia debido a que no muestra un gran contraste aparente con la roca de caja (Figs. 7.29 c y d). Este intrusivo

fue denominado en esta tesis como El Escondido a partir de que no se distingue a simple vista desde la ruta y, además, nunca ha sido mencionado en trabajos anteriores de la región. La dimensión del cuerpo, en sentido SO-NE, es de 900 metros. De acuerdo a la disposición del intrusivo y la relación con la roca de caja, se trata de un dique emplazado perpendicularmente al eje del sinclinal.

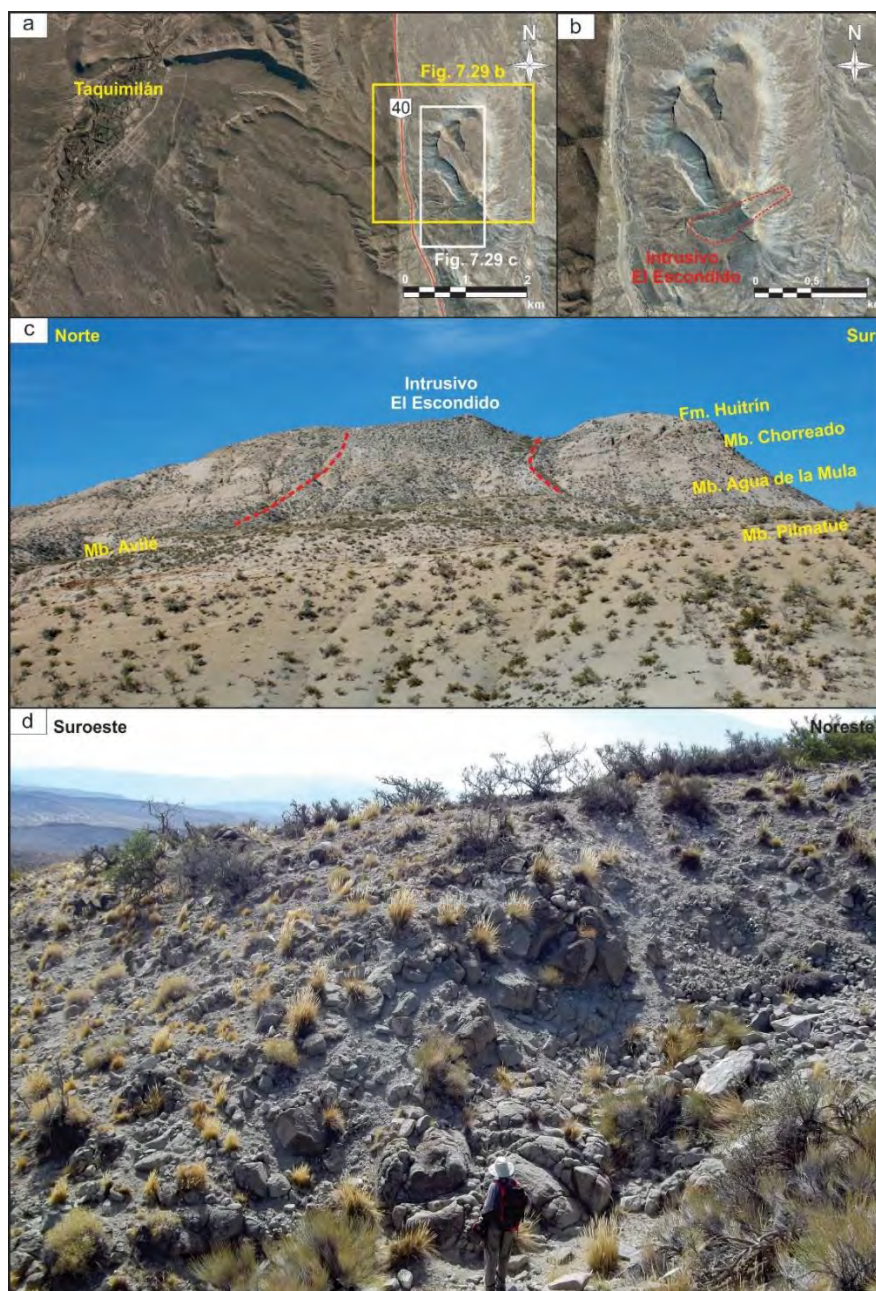


Figura 7.29. a) y b) Localización del intrusivo El Escondido al este de Taquimilán. c) El intrusivo se emplaza hasta los niveles yesíferos de la Formación Huitrín. d) Afloramiento del intrusivo.

La muestra de sección delgada del intrusivo El Escondido presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, y escasos cristales de piroxeno y cuarzo (Figs. 7.30 a y b). La plagioclasa está alterada a calcita y epidoto. Como minerales de alteración hay calcita, biotita, ceolitas y epidoto.

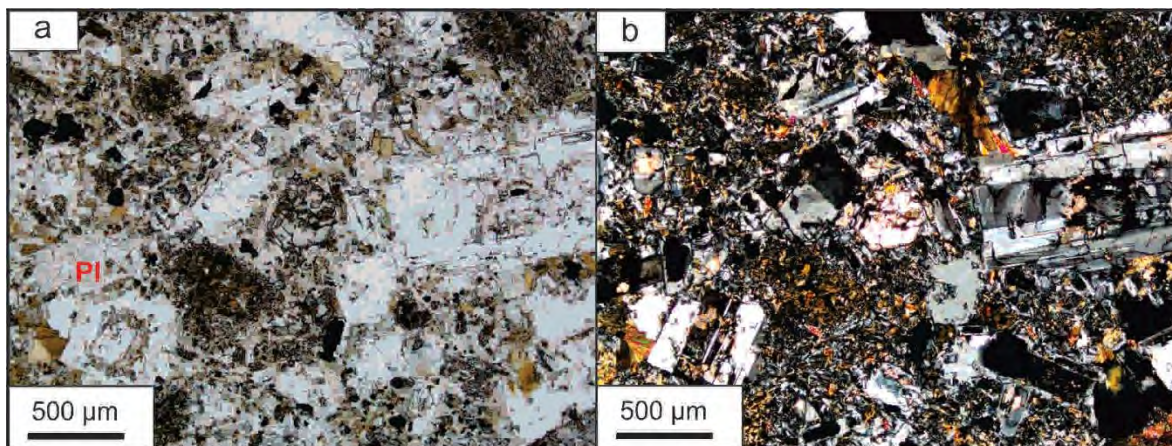


Figura 7.30. Muestra del Intrusivo El Escondido (M14b-16). a) y b) Textura porfírica del intrusivo El Escondido donde se identificaron cristales de plagioclasa (a: sin polarizador, b: con polarizador).

7.1.4.5. Brechas volcánicas del Sinclinal Tralalhué

Al oeste del cerro Naunauco se ubica una estructura sinclinal en cuyo núcleo aflora el Conglomerado Tralalhué de edad miocena media. Estas rocas sedimentarias se disponen en discordancia con la Formación Huitrín en el limbo occidental y con la Formación Rayoso en el limbo oriental. Hacia el noroeste del pliegue se disponen unas rocas violáceas de aspecto rugoso (Fig. 7.31 a) que corresponden a brechas volcánicas. Los clastos de estas rocas son de vulcanitas y de tamaño muy variado que pueden llegar a medir hasta 10 cm (Fig. 7.31 b). De acuerdo a la descripción macroscópica, estas rocas podrían correlacionarse con la Formación Cayanta de edad Cretácica-Eocena sobre la cual hacia el sur también se disponen en discordancia con el Conglomerado Tralalhué (Zamora Valcarce 2007).

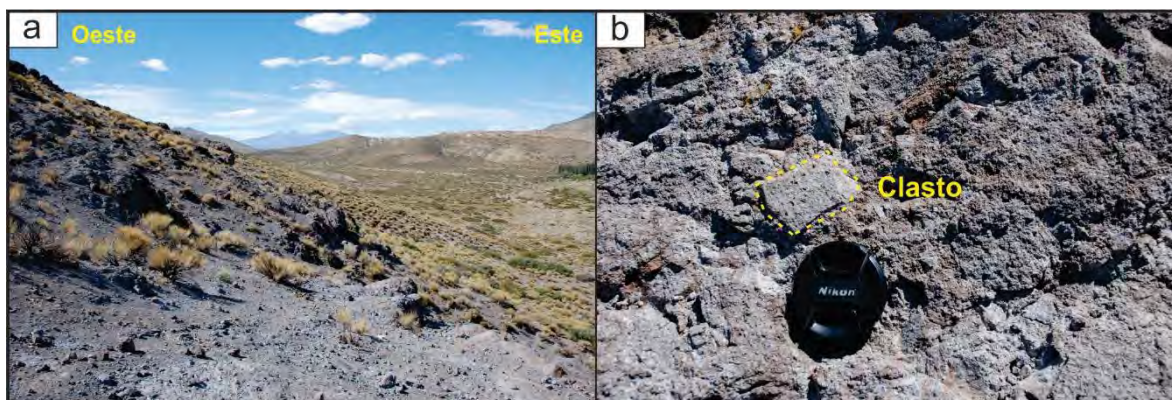


Figura 7.31. a) Afloramiento de las brechas volcánicas. Al este de dichas rocas, se encuentra aflorando el Conglomerado Tralalhué. b) Clastos de gran tamaño de vulcanitas en la brecha.

7.2. GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS

7.2.1. Caracterización geoquímica

El magmatismo en el sector de la faja corrida y plegada del Agrio se distribuye en toda la región conformando lacolitos, filones capa, diques, brechas volcánicas y coladas. De los distintos cuerpos ígneos, se efectuaron 12 análisis geoquímicos (Fig. 7.32), con el fin de caracterizar la composición de dichas rocas (Cuadro 7.1). Los análisis químicos sobre roca total fueron realizados en el laboratorio Acmelabs, Vancouver (Canadá), utilizando espectrometría de masa ICP-ES para la determinación de los elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras.

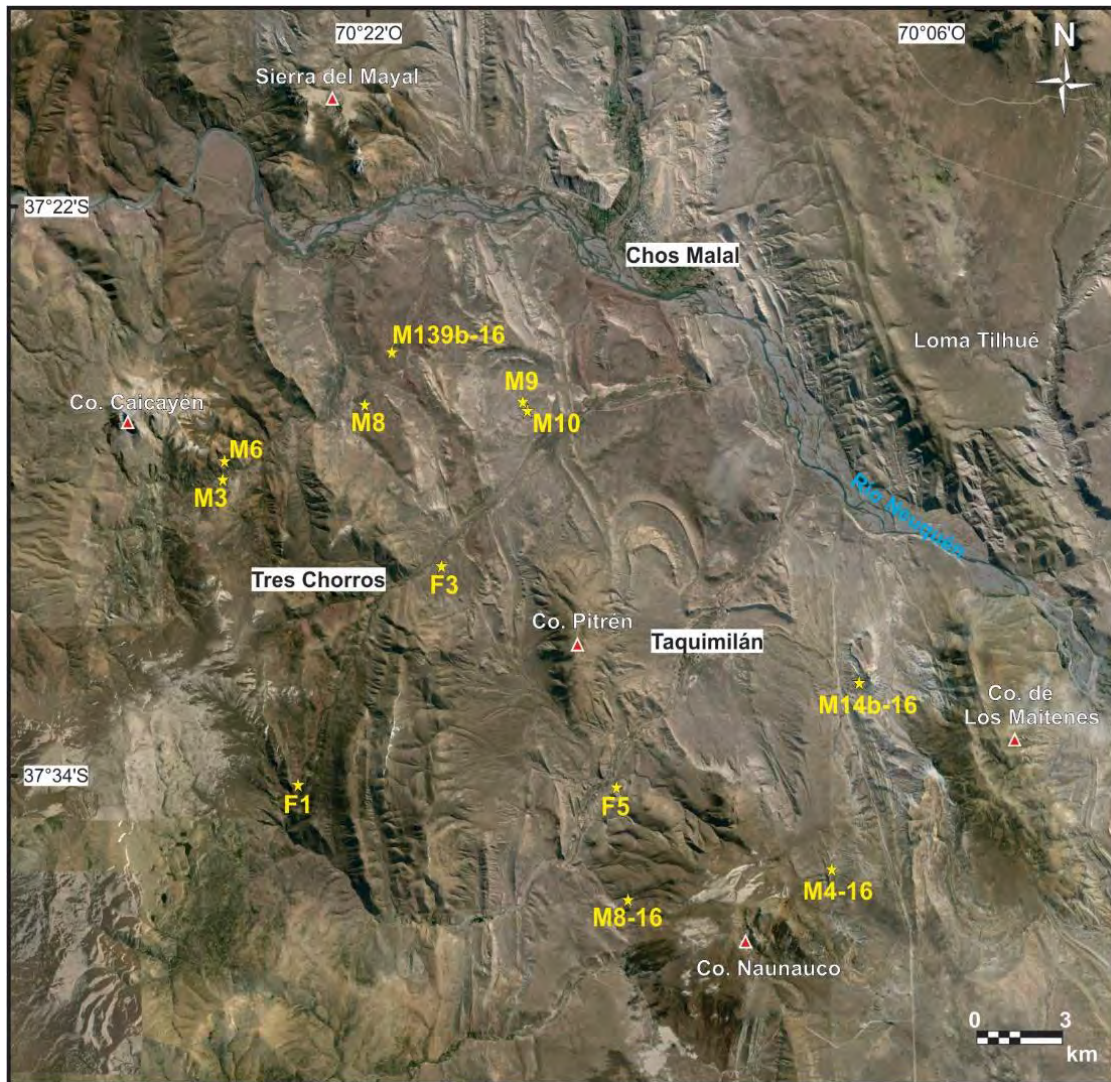


Figura 7.32. Ubicación de las rocas analizadas geoquímicamente de la faja corrida y plegada del Agrio.

Cuadro 7.1. Datos de los análisis geoquímicos de las muestras de rocas ígneas. Las muestras del cerro Naunauco corresponden a F5: filón capa, M4-16: Dique al este del Cerro Naunauco; M14b-16: Intrusivo El Escondido y M8-16: Intrusivo Naunauco.

	Cerro Caicayén		Sinclinal Rahueco		Diques Pitrén				Región del cerro Naunauco			
Muestra	M3	M6	M8	M139b-16	M9	M10	F1	F3	F5	M4-16	M14b-16	M8-16
Elementos mayoritarios en % peso												
SiO ₂	60.97	64.05	47.77	51.24	52.07	53.08	50.86	45.13	51.88	48.4	54.48	53.44
Al ₂ O ₃	19.79	19.09	19.23	19.94	15.4	14.46	15.18	14.63	18.26	18.81	17.57	18.66
Fe ₂ O ₃	3.2	2.61	10.25	9.23	10.03	10.98	10.87	8.61	7.42	8.98	7.47	6.4
FeO	2.87	2.34	9.22	8.31	9.02	9.87	9.78	7.74	6.68	8.08	6.72	5.76
MgO	1.51	0.91	4.19	3.96	5.38	4.61	5.9	2.68	3.38	5.79	3.94	3.41
CaO	2.28	2.78	10.28	8.74	2.02	3.52	2.57	10.94	6.63	4.2	7.49	6.23
Na ₂ O	7.25	7.61	2.81	3.2	3.94	3.17	3.73	2.89	5.04	4.64	3.37	5.53
K ₂ O	1.3	0.43	0.71	0.68	2.3	2.05	2.84	1.69	1.66	1.62	1.29	0.88
TiO ₂	0.36	0.3	1.2	0.95	1.61	1.57	1.66	1.6	0.68	0.85	0.64	0.75
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.22	0.2	0.4	0.38	0.38	0.36	0.25	0.18	0.2	0.21
MnO	0.06	0.03	0.17	0.16	0.04	0.06	0.08	0.1	0.13	0.19	0.07	0.18
Cr ₂ O ₃	0.015	0.073	0.02	0.031	0.003	0.005	0.005	0.004	0.025	0.014	0.047	0.021
LOI	2.9	1.8	2.9	1.5	6.6	5.9	5.7	11.1	4.4	6	3.2	4
Sum	99.85	99.84	99.8	99.84	99.78	99.77	99.82	99.76	99.78	99.77	99.84	99.8
Elementos trazas en ppm												
Ba	375	95	262	321	382	393	428	379	456	890	442	480
Ni	36	230	75	105	<20	<20	<20	<21	83	43	149	71
Sc	7	4	28	21	33	32	34	33	16	24	21	16
Be	2	1	<1	<1	<1	2	1	<2	<1	2	3	2
Co	8.3	5.9	24.6	23.9	20.5	21.5	22.7	43	16.2	23.2	25.3	13.8
Cs	3.1	6.1	0.1	0.7	0.8	2.1	0.4	0.4	3.3	2.4	0.8	1.5
Ga	18.1	16.9	19.4	17	17.6	16.4	18.1	19.1	16.9	17.6	17.2	18.4
Hf	2.1	1.9	2.7	2.6	6.4	6.2	6.6	5.9	2.6	1.8	2.6	2.8
Nb	3.4	3.5	3.9	3.8	8.6	8.8	9.1	8.4	4.2	2.8	4.7	4.3
Rb	35.8	10.7	8.9	13	51.6	58.8	39.2	32.7	64.8	45.1	39.6	36
Sn	<1	<1	2	1	3	3	2	4	<1	<1	<1	1
Sr	396.8	481	527.1	504.7	88.7	149.2	59	465.4	629.7	882.7	558.2	771.1
Ta	0.3	0.2	0.1	0.2	0.6	0.5	0.5	0.7	0.3	0.2	0.2	0.4
Th	3.5	3.8	3.6	2.8	13.1	13.1	12.7	12.2	4.4	2.6	6.1	3.9
U	0.8	0.9	1	0.6	3.2	3.5	3	3	1.1	0.7	1.6	0.8
V	63	48	269	188	316	296	325	318	166	245	159	181
W	1.1	2.2	0.8	0.9	1	1	1.3	1.2	1.2	<0.5	1.1	1.8
Zr	72.9	61.9	105.3	95.9	240.9	232.5	242.6	223.4	101.2	61.8	102.5	97.6
Y	11.6	8.8	26.8	18	37.8	38.8	40.2	40.5	16.2	16.5	15.7	18
La	14	11	15.9	12.7	27.6	27.8	27	28.4	17.6	10.4	22	9.4
Ce	29.1	21.9	34.4	28.7	64.6	63.9	61.1	61.3	34.4	23.1	44.3	23.8
Pr	3.4	2.59	4.61	3.56	7.94	7.83	7.83	7.43	4.3	3.14	5.01	3.45
Nd	13.4	10.4	19.8	15.3	33.6	32.8	32.7	30.6	17.5	13.3	18.7	15.2
Sm	2.39	1.85	4.81	3.49	7.4	7.44	7.15	6.9	3.47	3.26	3.94	3.57
Eu	0.76	0.63	1.46	1.15	1.33	1.66	1.43	1.63	1.12	1.03	1.09	1.07
Gd	2.03	1.67	4.98	3.63	7.3	7.46	7.42	7.62	3.49	3.3	3.41	3.54
Tb	0.32	0.23	0.77	0.55	1.16	1.2	1.14	1.19	0.49	0.48	0.49	0.55
Dy	1.75	1.42	4.79	3.22	6.95	6.91	7.04	7.17	3	2.94	2.86	3.35
Ho	0.39	0.3	1.06	0.67	1.37	1.41	1.41	1.5	0.59	0.59	0.58	0.66
Er	1.14	0.92	2.9	2.06	4.06	4.13	3.97	4.44	1.65	1.72	1.62	1.9
Tm	0.16	0.14	0.41	0.3	0.59	0.56	0.59	0.69	0.25	0.23	0.25	0.29
Yb	1.17	1.06	2.73	1.89	3.89	3.76	3.88	4.51	1.77	1.67	1.69	1.9
Lu	0.21	0.17	0.44	0.31	0.6	0.6	0.61	0.68	0.27	0.26	0.25	0.31
TOT/C	0.28	0.07	0.08	0.03	0.24	0.5	0.41	1.86	0.42	0.28	0.1	0.04
TOT/S	0.17	<0.02	<0.02	<0.02	0.13	0.05	<0.02	0.05	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

A partir de los datos de los análisis, se utilizó el diagrama TAS (Le Maitre 1989) basado en el contenido total de álcalis *versus* el contenido total de sílice para clasificar a las rocas (Fig. 7.33 a). En este diagrama las muestras M3 y M6 del cerro Caicayén corresponden a las rocas con mayor cantidad de SiO₂ de la región (60-64%) y se clasificaron como traquidacitas. Asimismo, las muestras de los diques Pitrén como las de la región del cerro Naunauco se distribuyen en los campos de andesita basáltica a traquibasalto con concentraciones entre 45 y 54 % de SiO₂. Por otra parte, las rocas del sinclinal Rahueco corresponden a basaltos con contenidos de sílice entre 47-51%. No obstante, a partir de que la mayoría de las muestras

presentan concentraciones de LOI (perdida por ignición) por encima del 2% debido a la fuerte alteración hidrotermal presente en las mismas, las rocas también se clasificaron con el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que considera elementos inmóviles (Zr, TiO₂, Nb, Y). De acuerdo a este diagrama, todas las rocas corresponden al campo en el límite entre andesitas y andesitas-basaltos (Fig. 7.33 b). En el diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971) se observa que las muestras tienen una tendencia calcoalcalina, siendo las muestras del cerro Caicayén las que presentan mayor tendencia hacia los álcalis (Fig. 7.33 c). Por otra parte, en el diagrama discriminador tectónico de Wood (1980), se observa que todas las muestras se agrupan en el campo de los basaltos de arco volcánico (Fig. 7.33 d).

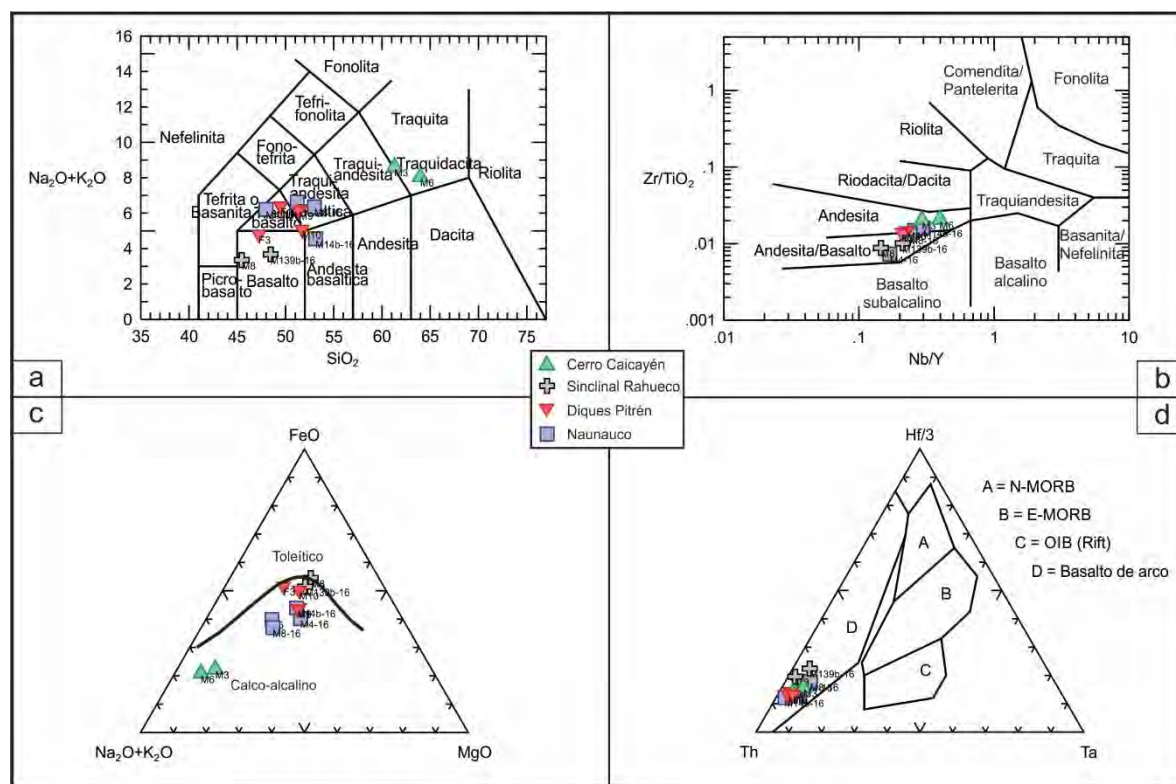


Figura 7.33. Geoquímica de las muestras de la zona de estudio. a) Diagrama de Le Maitre *et al.* (1986). b) Diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977). c) Diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971). d) Diagrama discriminador tectónico Th-Hf/3-Ta de Wood (1980).

La figura 7.34a muestra el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito de Sun y McDonough (1989) de todas las muestras. En dicho grafico se observa un diseño con pendiente moderada, con un enriquecimiento en tierras raras livianas ($La/Yb > 1$) y un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas coincidiendo con lo esperado para rocas calcoalcalinas de arco (Pearce 1982). Solo se registra anomalía negativa en Eu en las cuatro muestras de los diques Pitren (Fig. 7.34 a). Para cuantificar dicha anomalía se utilizó la fórmula de Taylor y McLennan (1985) $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, la cual arrojó valores que varían entre 0,54 y 0,68. Estas anomalías negativas de Eu se podrían atribuir a la eliminación de feldespato de la masa fundida por cristalización fraccionada o por la fusión parcial de una roca en donde el feldespato es retenido en la fuente (Rollinson 1993).

Además, en el diagrama multielemental (Fig. 7.34 b) de las rocas estudiadas normalizadas a un Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*) según los factores de normalización de Pearce (1983), se evidencia que en general las muestras presentan un patrón similar. La mayoría de las muestras tienen un enriquecimiento en los elementos K, Rb, Sr, Ba y Th, y un empobrecimiento en Ta, Nb y Ti coincidiendo con lo esperado para rocas calcoalcalinas de arco (Pearce 1982, Cabanis y Lecolle 1989). Estas anomalías negativas de Nb, Ta y Ti indican generalmente que las rocas están relacionadas a zonas de subducción (Briqueu *et al.* 1984).

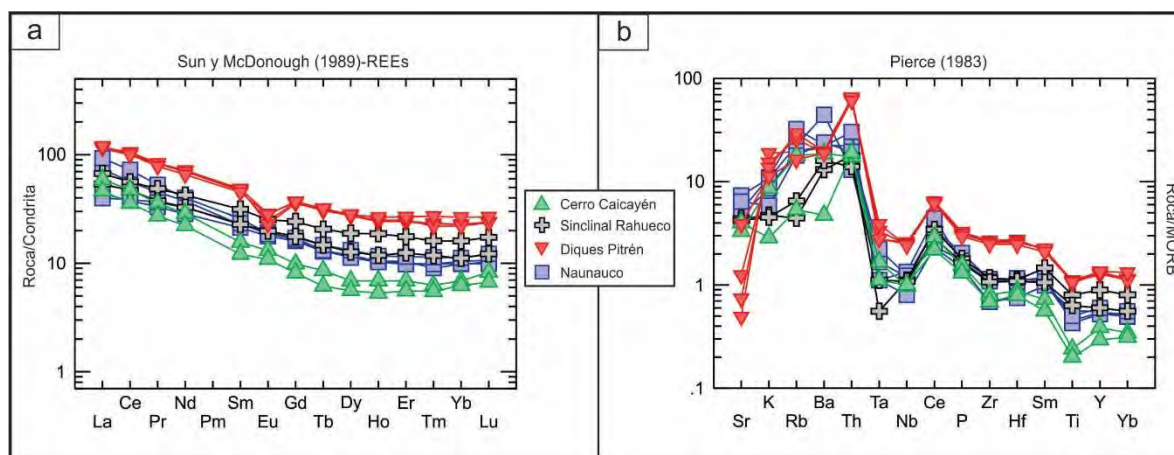


Figura 7.34. a) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989). b) Diagrama multielemental normalizado a Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*) según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983).

De acuerdo al diagrama La/Ta *versus* SiO_2 , la mayoría de las muestras de las distintas regiones de la FCP del Agrio tienen concentración La/Ta superiores a 30, lo cual indicaría que las rocas corresponden a un ambiente de arco (Fig. 7.35 a). Por otra parte, el diagrama Th/Hf *versus* Ta/Hf (Fig. 7.35 b) muestra la relación Th/Hf , la cual puede usarse como medida relativa de la componente de la fuente de origen asociada con la subducción de la placa oceánica, y también, la relación Ta/Hf , la cual se asocia a una medida relativa del enriquecimiento del manto. En dicho diagrama las muestras del cerro Caicayén, los basaltos del sinclinal Rahueco, los diques Pitrén y las rocas de la región de Naunauco se encontrarían en el rango de rocas de arco volcánico debido a los altos valores de Th/Hf y bajos en Ta/Hf . Asimismo, se utilizó el diagrama de Hildreth y Moorbath (1988) en el cual se grafica la relación La/Sm , indicativa de la pendiente de las tierras raras livianas, *versus* la relación Sm/Yb , que refleja la pendiente de las tierras raras pesadas. En este diagrama (Fig. 7.35 c), se observa que todas las rocas habrían fraccionado piroxeno y anfíbol como minerales residuales en la fuente en equilibrio con el fundido de acuerdo a sus bajas relaciones Sm/Yb . Con el fin de comparar las rocas aflorantes en la faja corrida y plegada del Agrio se utilizó el diagrama discriminador tectónico $\text{Ti} - \text{Zr}$ de Pearce y Cann (1973) (Fig. 7.35 d). Este diagrama fue utilizado para la región de Colipilli por Mateo Fernández Caso *et al.* (2011) y les permitió discriminar distintos eventos magmáticos. Las rocas del cerro Caicayén se ubican en los sectores más bajos de valores de Ti y Zr , mientras que las rocas del sector de Naunauco y sinclinal Rahueco tienden a concentrarse en un sector con valores un poco más elevados ($\text{Ti} = 3000\text{-}5000$ y $\text{Zr} = 100$). Por último, se destacan los diques Pitrén, con concentraciones moderadas de Ti y altas en Zr , diferenciándose del magmatismo aledaño, remarcando un magma con tendencia calco-alcalina. De acuerdo a los distintos diagramas geoquímicos (Fig. 7.35), se podrían diferenciar distintos eventos de magmatismo que afectaron la región del extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio.

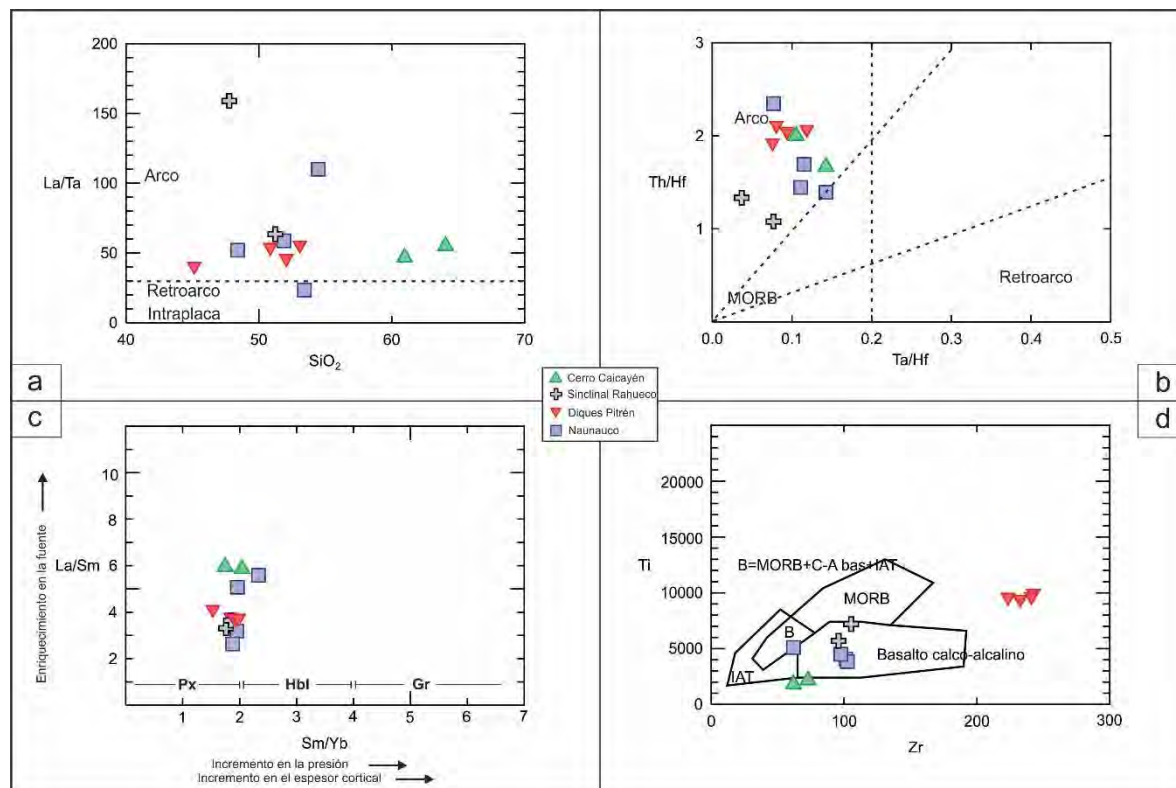


Figura 7.35. a) Diagrama La/Ta - SiO₂. b) Diagrama Th/Hf - Ta/Hf modificado de Kay *et al.* (2006). c) Diagrama La/Sm - Sm/Yb de Hildreth y Moorbath (1988), Px: piroxeno; Hbl: hornblenda; Gr: Granate. d) Diagrama Ti - Zr de Pearce y Cann (1973).

7.2.2. Correlaciones geoquímicas

7.2.2.1. Comparación de los diques Pitren con el magmatismo de la región

Considerando la petrografía, los análisis geoquímicos y la orientación, se puede interpretar que todos los diques comprendidos entre el cerro Pitren y Tres Chorros provienen de una misma fuente magmática. Con el fin de correlacionar geoquímicamente los diques Pitren con el magmatismo de los alrededores se los comparó con los diques presentes en las áreas del cerro Mocho (Zamora Valcarce 2007), Colipilli (Zamora Valcarce 2007), cerro Negro (Gürer *et al.* 2015) y Huantraico (Kay *et al.* 2006, Dyrh *et al.* 2013).

El diagrama Th/Hf *versus* Ta/Hf (Fig. 7.36 a) muestra que las rocas de los diques Pitren, Colipilli y cerro Negro se encontrarían en el rango de rocas de arco volcánico debido a los altos valores de Th/Hf y bajos en Ta/Hf. Los diques del cerro Mocho presentan un

empobrecimiento en ambas relaciones reflejando una transición entre MORB y rocas de arco volcánico (Zamora Valcarce 2007). Por otra parte, las muestras de los diques de Huantraico tienen altas relaciones de Ta/Hf correspondiendo a rocas de retroarco, coincidiendo con lo expresado por Ramos y Barbieri (1988) y Kay *et al.* (2006).

Asimismo, se utilizó el diagrama de Hildreth y Moorbath (1988) (Fig. 7.36 b), en el cual se observa que la mayoría de las rocas de los diques Pitrán, Colipilli y del cerro Negro habrían fraccionado piroxeno y anfíbol como minerales residuales en la fuente en equilibrio con el fundido de acuerdo a sus bajas relaciones Sm/Yb, mientras que los diques de Huantraico en general indican anfíbol residual en la fuente. Por otra parte, los diques cerro Mocho muestran una alta relación Sm/Yb, lo cual estarían reflejando un origen profundo para estos magmas, con granate como fase residual en la fuente, mineral en la cual el Yb es altamente compatible (Zamora Valcarce 2007).

Con el fin de comparar las rocas ígneas de la faja corrida y plegada del Agrio con los diques Pitrán se utilizó el diagrama discriminador tectónico Ti - Zr de Pearce y Cann (1973) (Fig. 7.36 c) donde se graficaron todas las rocas ígneas del área estudiadas por Franchini *et al.* (2000), Zamora Valcarce (2007), Kay *et al.* (2006), Montero (2007), Mateo Fernández Caso *et al.* (2011), Dyrh *et al.* (2013) y Gürrer (2015). En dicho diagrama se observan cuatro sectores de concentración de muestras. Con altas concentraciones de Ti y bajas en Zr se ubican los diques del cerro Mocho de edad cretácica. Por otra parte, las rocas de edad cretácica a eocena de las formaciones Colipilli y Cayanta obtenidas por distintos autores, y las rocas miocenas del cerro Negro tienden a concentrarse en una zona con valores bajos de Ti y moderados de Zr. Por último, se destacan los diques Pitrán, con concentraciones moderadas de Ti y altas en Zr, remarcando un magma con tendencia calco-alkalina. De acuerdo a este diagrama, se podrían diferenciar los diques Pitrán de las rocas del Grupo Naunauco, de los diques cerro Mocho, y también del volcanismo mioceno de cerro Negro y Huantraico. Tanto en la figura 7.36c como en las figuras 7.36 a y b se observa que los diques Pitrán tienen características químicas diferentes a la de las otras expresiones magmáticas de la región y por lo tanto no es posible su correlación ni estimación de la edad por comparación.

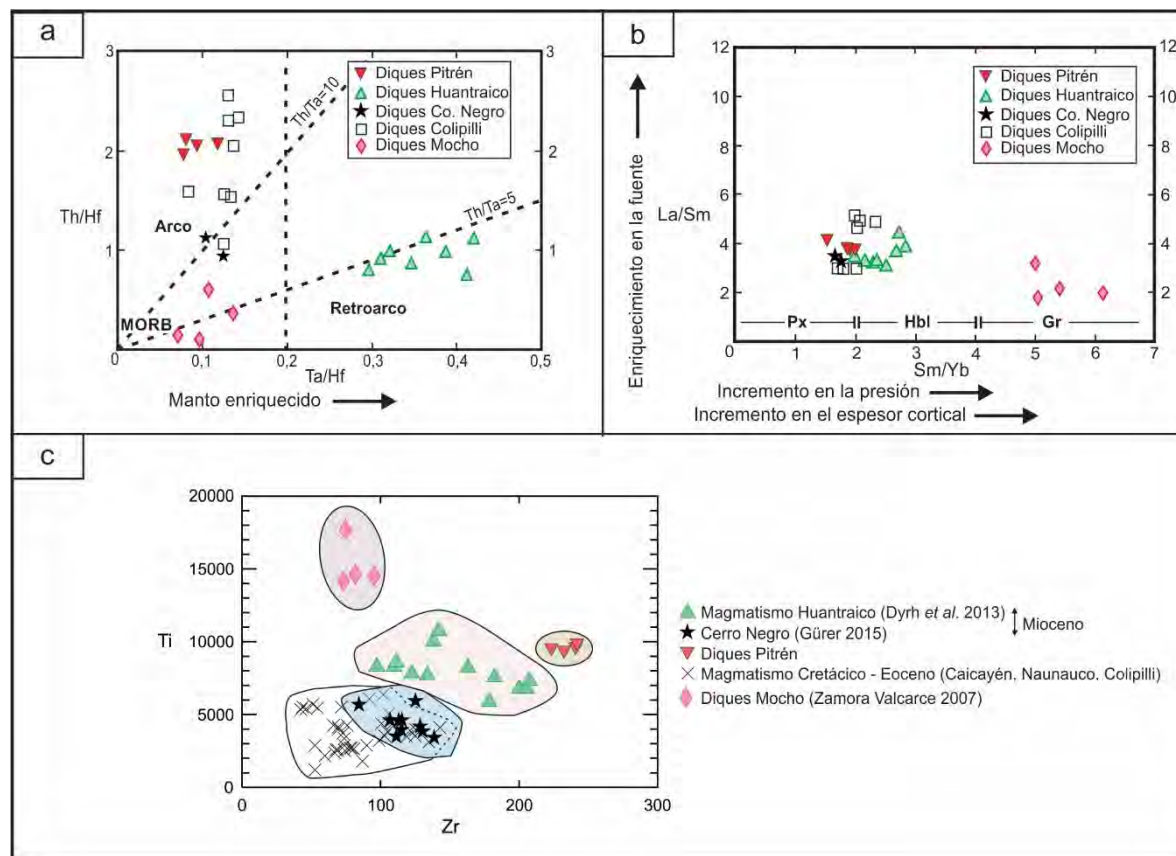


Figura 7.36. a) Diagrama Th/Hf - Ta/Hf modificado de Kay *et al.* (2006). b) Diagrama La/Sm - Sm/Yb de Hildreth y Moorbath (1988), Px: piroxeno; Hbl: hornblenda; Gr: Granate. c) Diagrama Ti - Zr de Pearce y Cann (1973) donde se comparan todas las rocas de distintas composiciones y edades a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio. Los datos de los análisis geoquímicos fueron tomados de Franchini *et al.* (2000), Zamora Valcarce (2007), Kay *et al.* (2006), Montero (2007), Mateo Fernández Caso *et al.* (2011), Dyrh *et al.* (2013) y Gürer (2015).

Tal como se describió en un capítulo previo, el emplazamiento de los diques Pitrén podría estar controlado por el lineamiento Truquico. Esta estructura, con rumbo NE y cinemática dextral, podría ser la continuación del Lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe ya que ambos mantienen una cinemática dextral (Folguera y Ramos 2000) (Figs. 7.37 a y b). Este último lineamiento estuvo activo en el Pleistoceno (Melnick *et al.* 2006). Por lo tanto, los diques Pitrén podrían haberse emplazados durante esa edad cortando a las estructuras previamente formadas.

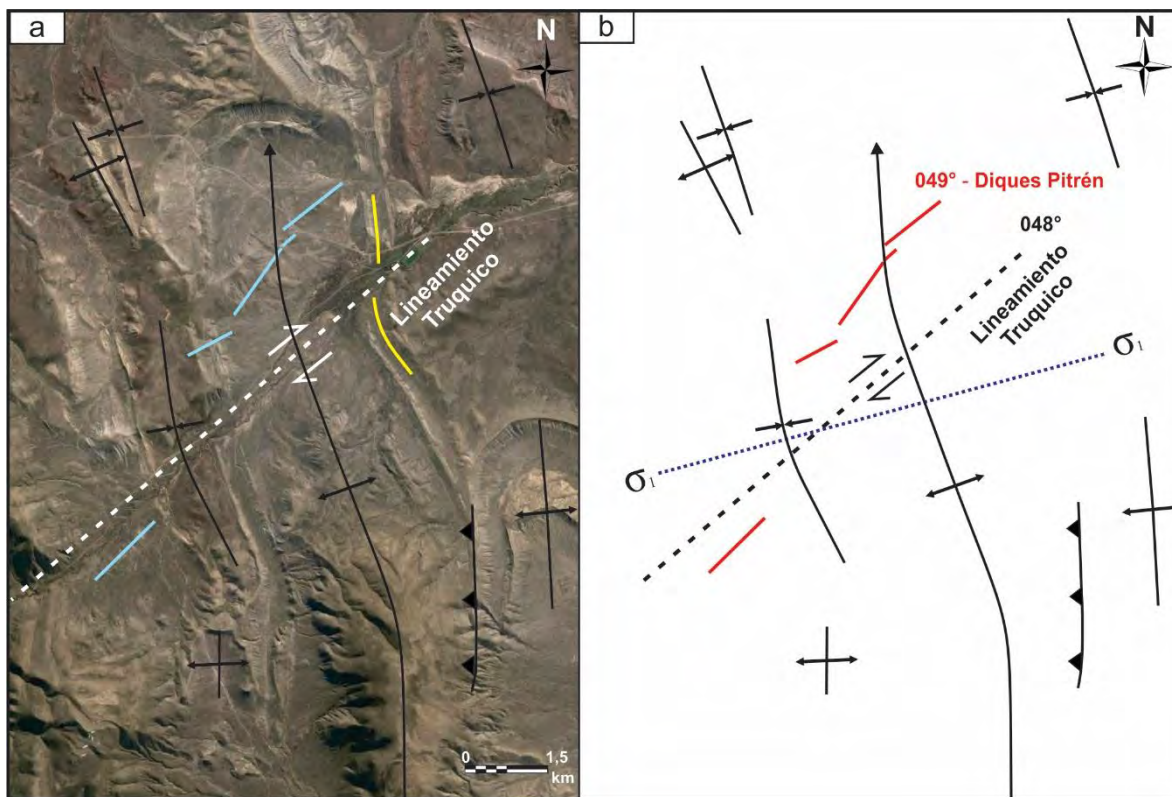


Figura 7.37. a) y b) Imagen donde se observa la relación cinemática entre el lineamiento ubicado a lo largo del arroyo Truquico y los diques Pitrén con respecto al esfuerzo máximo compresivo horizontal del área.

7.2.2.2. Dique y filón capa del cerro Naunauco

Las muestras del dique y filón capa en los alrededores del cerro Naunauco a partir de los resultados geoquímicos del capítulo anterior se correlacionan con el magmatismo del lacolito principal. Por otra parte, se compararon las muestras de estos cuerpos subvolcánicos con los restantes diques de las zonas de Colipilli, cerro Mocho y diques Pitrén (Figs. 7.38 a y b). A partir del diagrama de clasificación de rocas de Winchester y Floyd (1977) se observa que el dique (M4-16) y el filón capa (F5) tienen la misma composición andesítica - basáltica que las rocas de los diques Colipilli y Pitrén diferenciándose de las muestras del cerro Mocho (Fig. 7.38 a).

En el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (según Sun y McDonough 1989), se observa que todas las muestras tienen una pendiente moderada para las tierras raras livianas

evidenciando un enriquecimiento en las mismas ($La/Yb > 1$) y un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas (Fig. 7.38 b), coincidiendo con lo esperado para rocas calcoalcalinas de arco (Pearce 1982). A partir de los patrones de las distintas muestras, se registró que el dique y filón capa de la región de Naunauco tienen el mismo patrón de tierras raras que las muestras de los diques de Colipilli (Fig. 7.38 c). Esto también es visible en el patrón de las muestras normalizado a MORB (Pearce 1983) con similar empobrecimiento en Ta y Nb, y enriquecimiento en K, Rb, Th y Ba (Fig. 7.38 d).

Los diques de Colipilli se encuentran en el limbo occidental del sinclinal de Colipilli, al suroeste del cerro Naunauco, los cuales tienen un rumbo E-O y son discordantes con la estructura (Zamora Valcarce 2007). A falta de dataciones en estas rocas, Zamora Valcarce (2007) a partir de los datos geoquímicos de estos diques los incluyó en la Formación Colipilli. Una datación en un filón capa de la Formación Colipilli ubicado al suroeste del cerro Naunauco arrojó una edad eocena ($56,10 \pm 0.95$ Ma), mientras que una datación en el intrusivo Naunauco dio una edad de $64,97 \pm 0.35$ Ma (Zamora Valcarce 2007). A partir de estas dataciones y las similitudes geoquímicas de las muestras del filón capa (F5) y del dique (M4-16) de la región del cerro Naunauco con la Formación Colipilli, se podría considerar una edad Paleocena-Eocena para estos cuerpos ígneos.

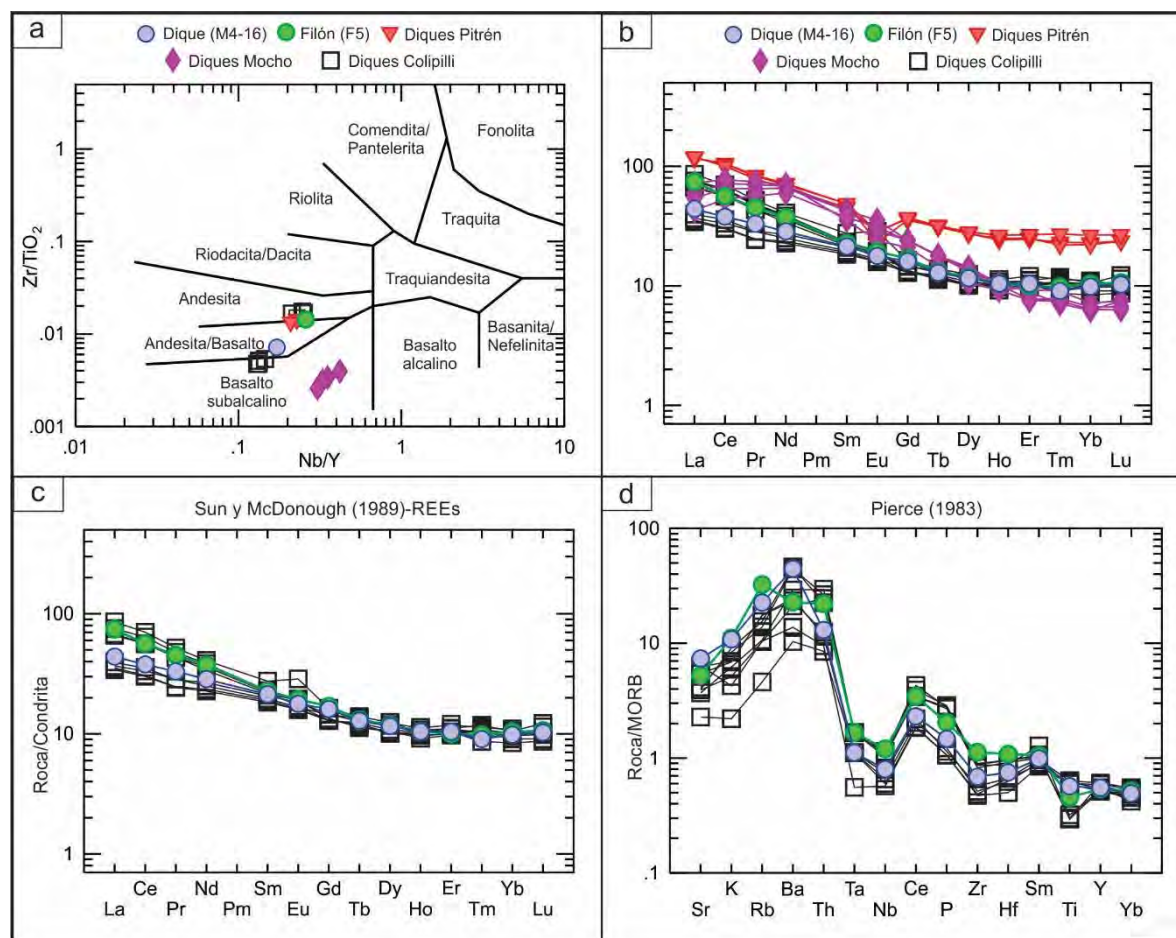


Figura 7.38. Geoquímica de los diques y el filón capa de la región de estudio con respecto de las muestras de los diques cerro Mocho y Colipilli (Zamora Valcarce 2007). a) Diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y de las muestras (Winchester y Floyd 1977). b) y c) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989). d) Diagrama multielemental normalizado a Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*) según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983).

7.2.2.3. Basaltos y brechas del Sinclinal Rahueco y sus posibles correlaciones

Al este del cerro Caicayén, se encuentra el sinclinal Rahueco cubierto por coladas y brechas volcánicas plegadas en discordancia con la secuencia sedimentaria mesozoica. Estos basaltos y brechas del sinclinal de Rahueco fueron mapeados como Basaltos I de edad miocena en la carta geológica de Chos Malal de Zöllner y Amos (1973). La unidad Basaltos I (de Groeber 1946) fue renombrada en las últimas décadas como Formación Trapa-Trapa (Rovere *et al.*

2004), la cual se distribuye en general al oeste de la Cordillera del Viento desde Las Ovejas y continúa en el territorio de Chile. Esta unidad está compuesta principalmente por andesitas basálticas y brechas volcánicas levemente basculadas.

Por otra parte, en el Mapa Geológico de Chos Malal actualizado (Leanza *et al.* sin publicar) son marcados como basaltos Chapúa de edad pleistocena, los cuales se presentan en su mayoría al NE de la localidad Chos Malal. Kay *et al.* (2006) realizaron varios análisis y una datación en dicha unidad que dio 1.44 ± 0.08 Ma mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total.

Asimismo, al oeste del cerro Caicayén, según la hoja geológica de Andacollo 3772-IV (Rovere *et al.* 2004) existen afloramientos de rocas volcánicas correspondiente a la unidad basalto El Catreo de edad pleistocena, cuyos afloramientos se encuentran al oeste del arroyo El Cholar y a lo largo de los márgenes del Río Neuquén al sur de la Cordillera del Viento. Esta unidad agrupada posteriormente por Rovere (2008) como Formación Guañaco está compuesta principalmente por basaltos, y en menor medida, andesitas. Una posibilidad de la distribución de dicha unidad en el sinclinal Rahueco es que estas rocas podrían haber atravesado el Río Neuquén desde el oeste y rellenado dicha estructura, pero sin embargo esto no habría sido posible ya que las estructuras de basamento del cerro Caicayén como la Cordillera del Viento ya estaban levantados para esa edad.

Por otra parte, al norte del cerro Negro, en la región del cerro Domuyo, se encuentra la Formación Charilehue compuesta por coladas andesíticas y basálticas, brechas volcánicas y tobas soldadas dacíticas-riolíticas (Spagnuolo *et al.* 2012). La edad de esta unidad es miocena ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 14.8 ± 8 Ma y 14.51 ± 0.12 Ma) y se encuentra basculada dispuesta en discordancia sobre unidades mesozoicas.

En las rocas del sinclinal Rahueco se realizaron dos análisis geoquímicos para poder correlacionarlos con las rocas de las regiones aledañas. En un principio, se consideró una situación estructural similar a la del sinclinal Rahueco como la que se registra en la región de Colipilli, donde la Formación Cayanta y Andesita Rivera se disponen en una estructura sinclinal (Zamora Valcarce 2007, Mateo Fernández Caso *et al.* 2011). Observando los datos geoquímicos de dichas muestras en relación con las del sinclinal Rahueco (M8 y M139b-16) se destaca que en el diagrama Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester y Floyd 1977) las rocas del sinclinal de Colipilli son mayormente de composición andesítica, mientras en la del sinclinal de Rahueco son de composición andesítica-basáltica (Fig. 7.39 a). Por otra parte, a partir de

los diagramas de tierras raras normalizados a condrito y MORB (Figs. 7.39 b y c) se observan diseños similares con enriquecimientos en tierras raras livianas y empobrecimientos en Ta, Nb y Ti típico de rocas de arco. Por lo tanto, no se observan diferencias en los patrones de tierras raras como para diferenciar genéticamente las rocas, por lo cual, podrían corresponder al mismo evento magmático basándose en la geoquímica.

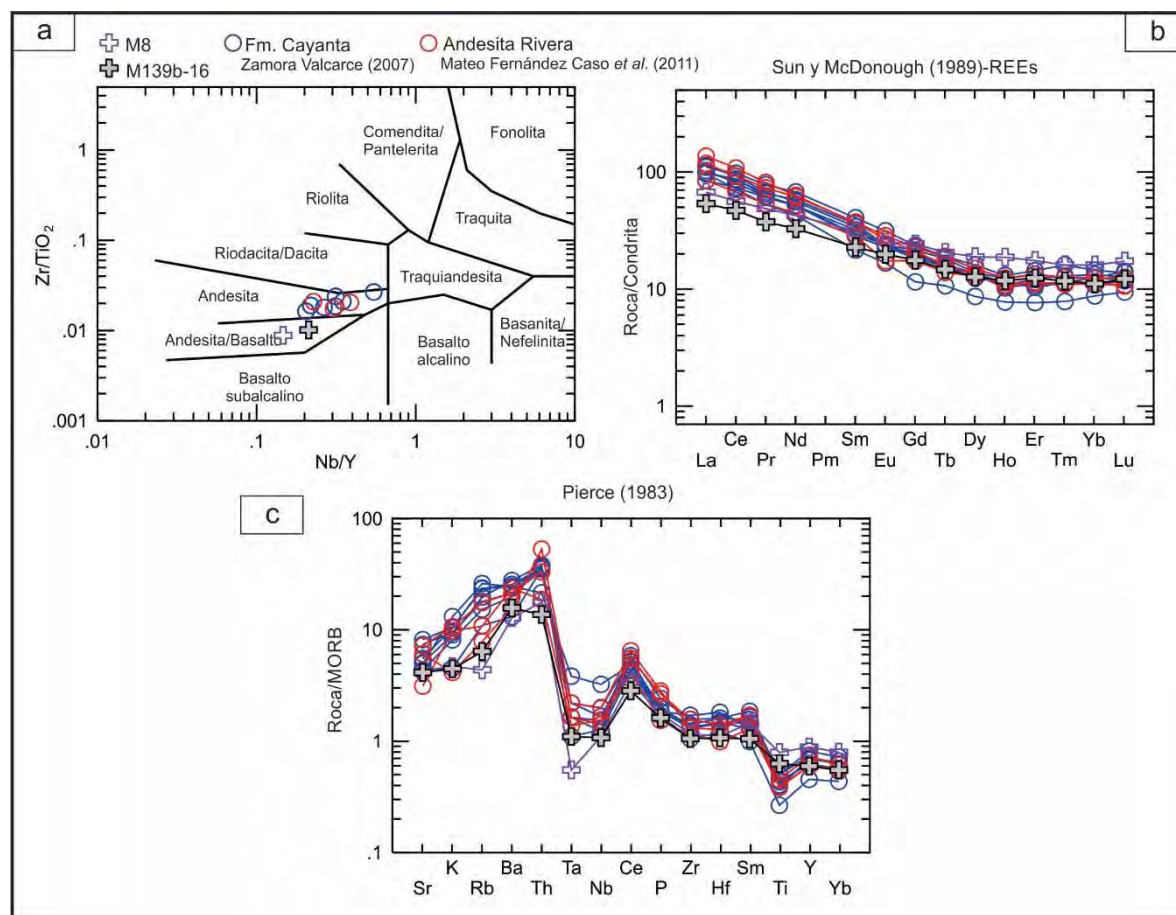


Figura 7.39. Comparación geoquímica entre las muestras de la Formación Cayanta (Zamora Valcarce 2007) y Andesita Rivera (Mateo Fernández Caso *et al.* 2011) del sinclinal de Colipilli y las muestras del sinclinal Rahueco. a) Diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y de las muestras (Winchester y Floyd 1977). b) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989). c) Diagrama multielemental normalizado a Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*) según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983).

Por otra parte, empleando el diagrama discriminador tectónico Ti - Zr de Pearce y Cann (1973) para todas las muestras de las regiones aledañas, se observa que las muestras del

sinclinal Rahueco se asocian mejor a las rocas de las formaciones Trapa-Trapa, Charilehue y Guañaco que con la Formación Cayanta y Andesita Rivera (Fig. 7.40), tanto de las muestras al oeste de la Cordillera del Viento (Rovere 2008) como las del este (Zamora Valcarce 2007, Mateo Fernández Caso *et al.* 2011).

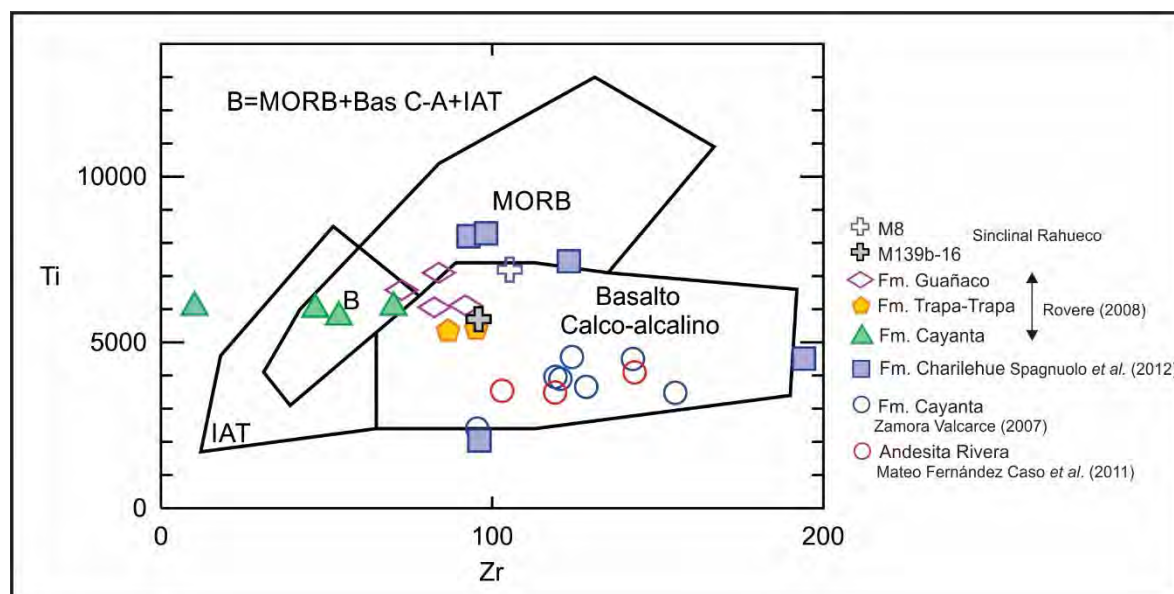


Figura 7.40. Diagrama discriminador tectónico Ti - Zr de Pearce y Cann (1973) para todas las muestras volcánicas de las regiones cercanas al sinclinal Rahueco.

Para poder comparar la geoquímica entre las rocas ígneas del sinclinal Rahueco y regiones aledañas se emplearon distintos diagramas discriminadores tectónicos (Fig. 7.41). Se destaca en los mismos que las muestras del sinclinal Rahueco y la Formación Charilehue (Spagnuolo *et al.* 2012) presentan algunas similitudes. En los diagramas La/Sm vs Sm/Yb, La/Yb vs SiO₂ y Zr vs Ti las muestras de ambos sectores coinciden en general, sin embargo, por otra parte, en los diagramas Ba/Ta vs La/Ta y La/Ta vs SiO₂ no presentan ninguna relación geoquímica.

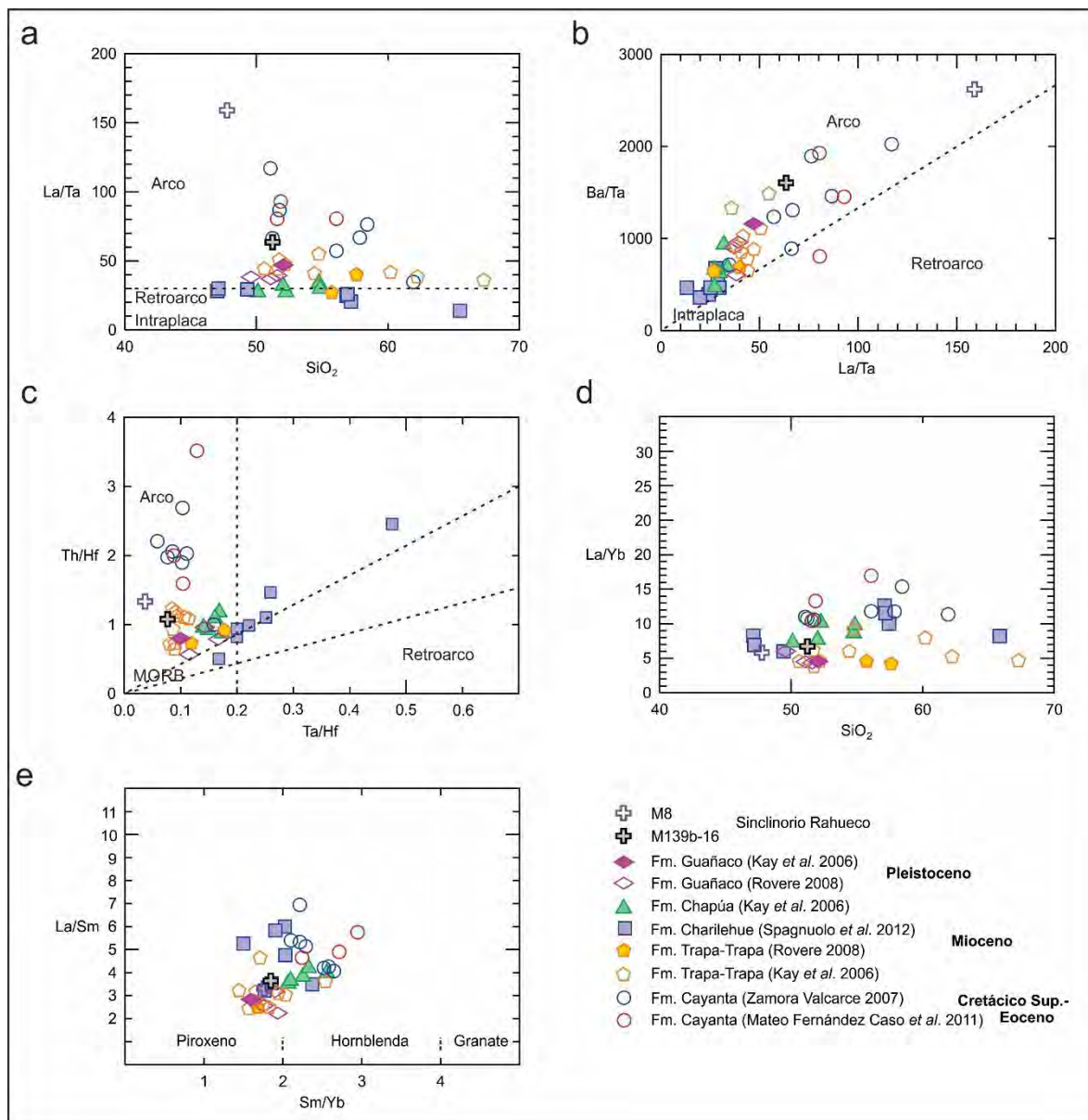


Figura 7.41. Diagramas de todas las muestras relacionadas con las rocas del sinclinal Rahueco. a) La/Ta vs SiO_2 . b) Ba/Ta vs La/Ta. c) Th/Hf vs Ta/Hf. d) La/Yb vs SiO_2 . e) La/Sm vs Sm/Yb.

De acuerdo a los datos geoquímicos y estructurales, los basaltos y brechas volcánicas del sinclinal Rahueco podrían corresponder a la Formación Trapa-Trapa o a la Formación Charilehue, debido al plegamiento en todas estas unidades, posiblemente producido durante la deformación miocena de la faja corrida y plegada del Agrio. Se descarta la comparación con la Formación Guañaco a partir de que esta unidad no se presenta deformada como las rocas del sinclinal Rahueco.

Entre las dos unidades volcánicas miocenas (formaciones Trapa-Trapa y Charilehue), los afloramientos del sinclinal Rahueco podrían vincularse más fácilmente con el magmatismo de la Formación Charilehue hacia el norte debido a que la estructura del sinclinal tiene un rumbo norte - sur similar a la orientación de las estructuras donde se distribuye el magmatismo de Charilehue (Fig. 7.42).

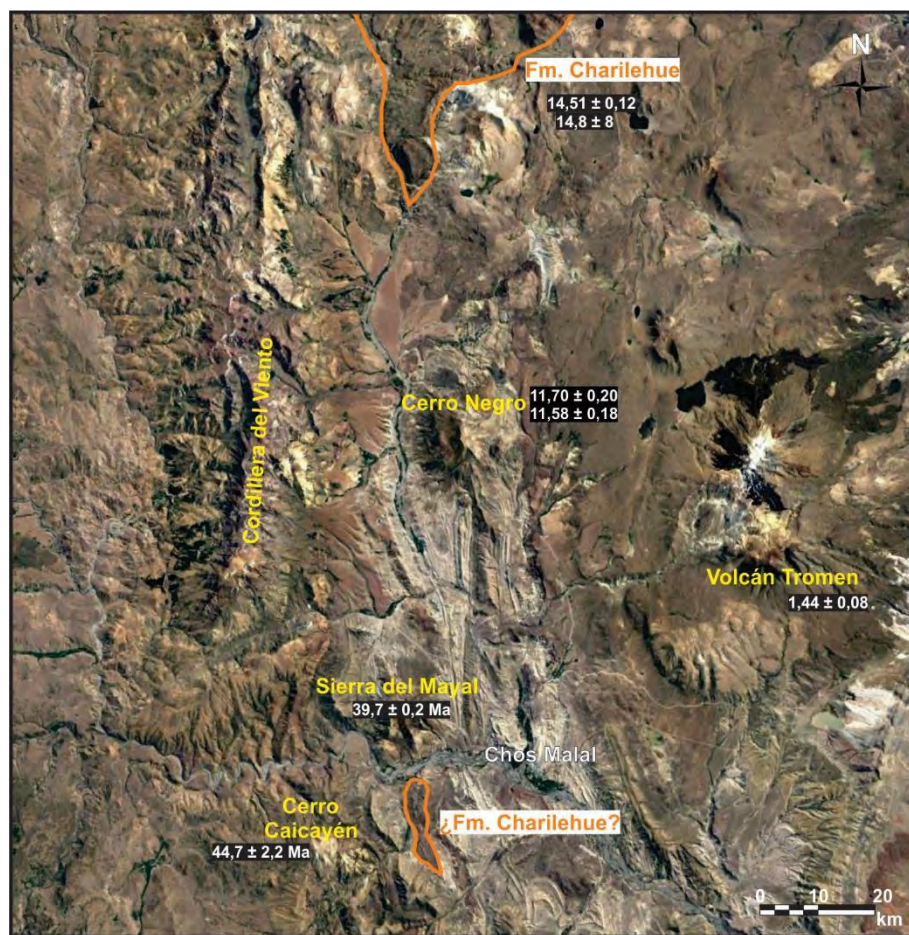


Figura 7.42. Ubicación de la Formación Charilehue al norte del sinclinal Rahueco. Además, se ubican los distintos intrusivos y volcanes de la región con sus respectivas edades.

8. EDAD DE LA DEFORMACIÓN

8.1. ANTECEDENTES GEOCRONOLÓGICOS

De acuerdo a las dataciones y evidencias geológicas presentadas por numerosos trabajos en la faja corrida y plegada del Agrio, se han podido caracterizar distintos eventos contraccionales que dieron lugar al arreglo actual de las estructuras. A continuación, se sintetizarán los principales argumentos que sustentan los diferentes pulsos de contracción reconocidos en la región.

Desde el Cretácico hasta el Eoceno, se produce en la región de la Cuenca Neuquina un episodio de deformación que se encuentra bien registrado a partir de depósitos sinorogénicos y por la actividad volcánica. A partir de evidencias estratigráficas y estructurales, principalmente una discordancia angular entre las formaciones Huitrín y Rayoso documentada al sur del área de estudio, Cobbold y Rossello (2003) propusieron un inicio de la compresión en el Aptiano en la faja corrida y plegada del Agrio. Por otra parte, numerosos autores consideran que los depósitos sedimentarios del Grupo Neuquén discordantes sobre la Formación Rayoso, serían la respuesta sinorogénica de la deformación cretácica en una cuenca de antepaís (Ramos 1981, Ramos y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2009). Tunik *et al.* (2010) sobre la base de análisis de circones detríticos de las formaciones Agrio, Rayoso y Candeleros (Grupo Neuquén) en la parte externa de la faja corrida y plegada, determinaron que la deformación en esta región habría comenzado con posterioridad a los 99 Ma. Asimismo, Corbella *et al.* (2004) sobre la base de edades de trazas de fisión en circones de la Formación Huincul establecen que la sedimentación del Grupo Neuquén en la cuenca de antepaís debió empezar a los $88 \pm 3,9$ Ma. A través del estudio de trazas de fisión de apatito, Rojas Vera *et al.* (2015) propusieron que la deformación cretácica se extendería al Paleoceno, y quizás hasta el Eoceno. De igual forma, Sánchez *et al.* (2018) a partir del análisis de edades U-Th/He en apatitos, y de U-Th/He en circones determinaron tres pulsos de enfriamiento/exhumación para la faja corrida y plegada de Chos Malal, de entre los 70-55 Ma, otro entre 15-10 Ma, y uno último, entre los 9-7 Ma.

La actividad volcánica cretácica en la Cuenca Neuquina está evidenciada por los diques subverticales del cerro Mocho, con edades Ar/Ar de $101,9 \pm 0,69$ Ma y $91,97 \pm 4,06$ Ma

(Zamora Valcarce 2007). Según Zamora Valcarce *et al.* (2011) estos diques permiten acotar con mayor precisión el evento de contracción del Cretácico. Sin embargo, Llambías y Aragón (2011) cuestionan estas edades obtenidas en los diques ya que podrían no representar el tiempo real de la intrusión de los mismos debido a la fuerte alteración presente sobre las plagioclasas que se utilizaron para realizar las dataciones. Otras edades determinadas por Zamora Valcarce *et al.* (2006) han resultado ser más jóvenes que las anteriormente citadas, ya que obtuvieron para el intrusivo del cerro Naunauco una edad de $65,5 \pm 0,5$ Ma, y en la región de Colipilli una edad de $72,8 \pm 0,8$ Ma datada en una bomba volcánica. Zamora Valcarce *et al.* (2011) determinan que estas dataciones marcan la edad mínima cretácica tardía para el evento de deformación. En el área de Colipilli, Zamora Valcarce *et al.* (2007) demostraron sobre la base de estudios paleomagnéticos en filones capa de edad eocena, que estos se habrían intruido en una secuencia previamente deformada durante Cretácico Superior. Posteriormente, estos filones se habrían deformado en conjunto con la roca de caja durante el Mioceno Medio a Tardío (Zamora Valcarce *et al.* 2007).

Durante el Mioceno Medio-Superior, se produce un nuevo evento de deformación compresiva registrado en la faja corrida y plegada del Agrio por los depósitos sinorogénicos de las formaciones Puesto Burgos, Rincón Bayo, Chos Malal y Conglomerado Tralalhué. Esta última unidad ha sido interpretada como acumulada en una cuenca de *piggy-back* transportada a espaldas del cerro Naunauco (Ramos 1998). Zamora Valcarce *et al.* (2009) correlacionan los depósitos de las formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo aflorantes en el área de pampa de Agua Amarga con dos eventos de deformación. Estos fueron interpretados a partir de trazas de fisión de apatitos obtenidos en el dorso de los Chihuidos, donde identificaron un levantamiento/enfriamiento a los 11 Ma y otro a los 6 Ma. Recientemente, Sánchez *et al.* (2018) realizaron un estudio de trazas de fisión en apatitos detríticos sobre las principales estructuras de la FCP de Chos Malal, el cual revela que a lo largo de toda la faja ha ocurrido una fuerte deformación y exhumación entre los 15-7 Ma.

Existen diversas hipótesis de las causas que produjeron la deformación en las fajas corridas y plegadas distribuidas en los Andes neuquinos-mendocinos. Algunos autores argumentan que los cambios en el ángulo de la placa subducida dieron lugar a periodos alternados de compresión y extensión. Esto significa que los estadios de horizontalización de la placa produjeron migración del vulcanismo hacia el antepaís y desarrollo de estructuras

compresivas en las fajas corridas y plegadas, mientras que periodos de empinamiento causaron retracción del arco, magmatismo de retroarco y cuencas extensionales (Ramos y Folguera, 2005, Kay *et al.* 2006, Folguera *et al.* 2008, Folguera *et al.* 2012, Rojas Vera *et al.* 2015). Por ejemplo, Ramos y Folguera (2005) correlacionan el evento de deformación cretácico con la migración del arco volcánico hasta la región de Colipilli como consecuencia de una suave somerización de la placa de Nazca. Por otra parte, se ha propuesto que desde el Aptiano (Cretácico) hasta la actualidad persistió un régimen compresivo (Cobbold y Rossello 2003), con sedimentos cenozoicos acumulados en cuencas de antepaís compresivas o transpresivas (Cobbold *et al.* 1999, 2008) y magmatismo emplazado a lo largo de estructuras contraccionales (Galland *et al.* 2007, Gürer *et al.* 2015).

8.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA FCP DEL AGRIO

En la región estudiada en esta tesis, a partir del relevamiento de estructuras, cuerpos ígneos y secuencias sinorogénicas, fue posible reconocer evidencias de por lo menos dos eventos de deformación: pre-Eoceno y Mioceno. El primero estaría acotado por las rocas volcánicas de edad eocena (Llambías y Rapela 1989) del Grupo Naunauco. El intrusivo del cerro Caicayén (44,7 Ma) está alojado en el núcleo del anticlinal Rahueco, donde se han observado evidencias de controles estructurales que han facilitado el emplazamiento del mismo, indicando que las rocas ígneas podrían ser coetáneas al plegamiento o posterior al desarrollo de la estructura de primer orden (Fig. 8.1 etapa 1). Esto fue observado también por Llambías y Malvicini (1978) en la región de Colipilli donde consideran que el emplazamiento del magmatismo está controlado estructuralmente por el eje del sinclinorio.

El segundo evento compresivo reconocido en la zona de estudio habría ocurrido a partir del Mioceno Medio-tardío (Fig. 8.1 etapa 2 y 3). Este evento está evidenciado por las sedimentitas de la Formación Chos Malal en la zona triangular del sinclinal Truquico y por el Conglomerado Tralalhue al sur de la zona de tesis (Fig. 8.1 etapa 2). Además del plegamiento que presentan los estratos de esta unidad, también se han podido identificar fallas con desplazamiento de pocos metros, lo cual permite interpretar un evento de deformación más joven que el que dio origen a la depositación sinorogénica de la Formación Chos Malal. Por otra parte, las rocas volcánicas correlacionables con la Formación Charilehue, situadas en el núcleo del sinclinal Rahueco, dispuestas en discordancia angular sobre la secuencia sedimentaria mesozoica, evidencian un evento de plegamiento durante o posterior al volcanismo mioceno. Asimismo, durante el Mioceno tardío se habrían formado los corrimientos Neuquén y Las Yeseras (Fig. 8.1 etapa 3). El desarrollo del primer corrimiento genera en su frente el pliegue de Pampa Tilhué (anticlinal de segundo orden) con el basculamiento de las estructuras previamente formadas de la Loma Tilhué. Por otra parte, la estructura Las Yeseras conforma una zona triangular en el frente de deformación. La edad miocena de exhumación de esta estructura ha sido determinada por trazas de fisión en apatito (Sánchez *et al.* 2018) y también por el plegamiento de los basaltos miocenos en el sinclinal de Huantraico (Cobbald y Rossello 2003).

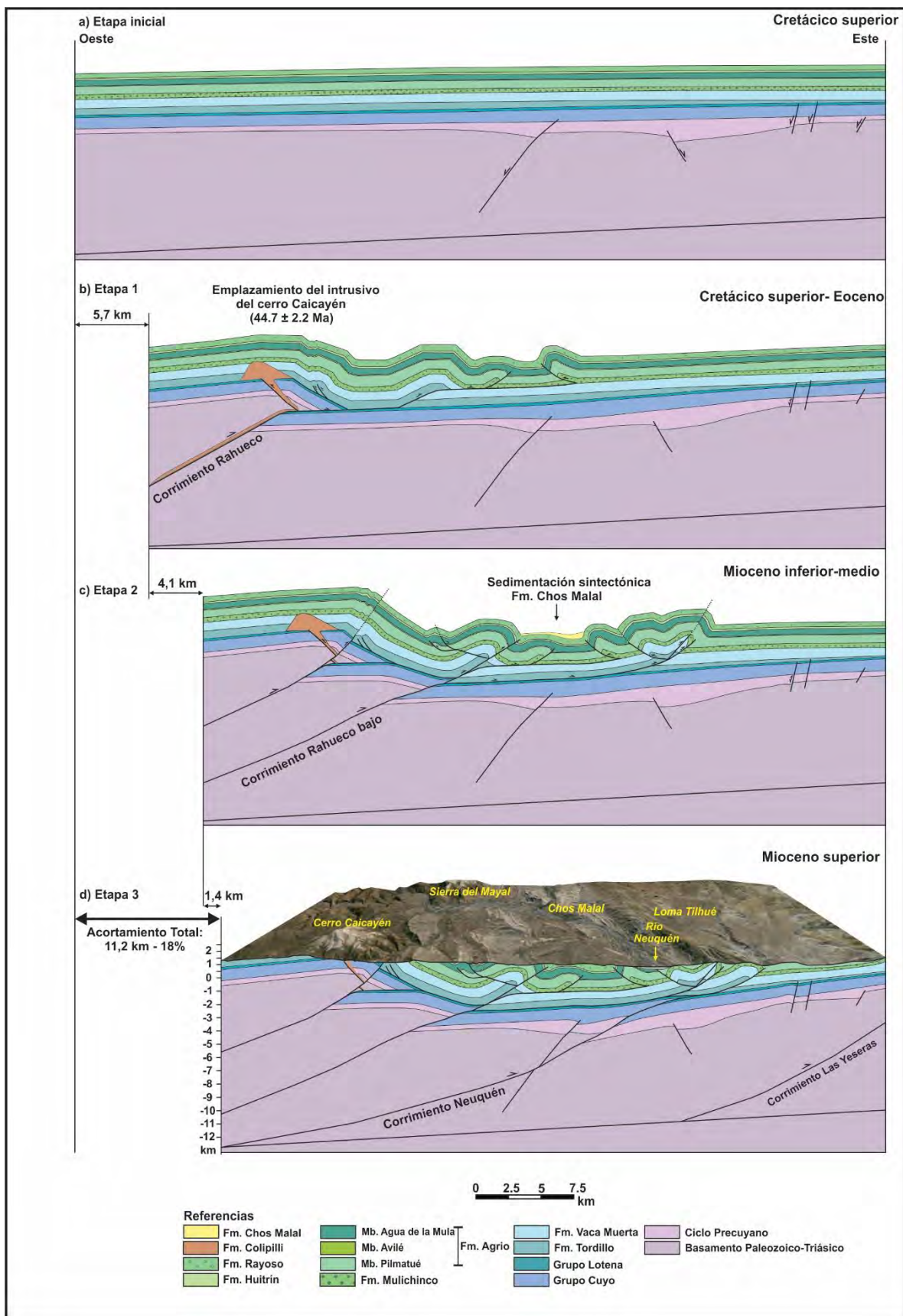


Figura 8.1. Evolución tectónica del extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio. a) Estadio previo al plegamiento del basamento y secuencia sedimentaria (anterior al Cretácico tardío). b) Desarrollo del anticlinal Rahueco como una cuña de basamento que se propaga a lo largo de la Formación Auquilco generando estructuras de piel fina en su frente. c) Formación de una segunda cuña de basamento que genera las estructuras de piel fina de Loma Tilhué y la reactivación y continua evolución del anticlinal Pitrén a partir de la cual se deposita simultáneamente la secuencia sinorogénica de la Formación Chos Malal durante el Mioceno medio-tardío. d) Generación de estructuras de basamento a causa de los corrimientos Neuquén y Las Yeseras y sus estructuras de piel fina asociadas.

9. CONCLUSIONES

La región septentrional de la faja corrida y plegada de Agrio, en el norte de la Provincia del Neuquén, se destaca por la presencia de estructuras de rumbo predominantemente NNO-SSE, con variable longitud de onda, formadas por la interacción entre estructuras de piel gruesa y piel fina. A partir del mapeo y la medición de datos estructurales, se identificaron estructuras de basamento, las cuales tienen mejor exposición tanto en el extremo occidental como oriental de la zona de estudio, como también pliegues de piel fina de distintos órdenes. Las primeras estructuras se interpretaron como cuñas de basamento que se desarrollan como pliegues por flexión de falla, que en su ascenso alcanzan las evaporitas de la Formación Auquilco y propagan la deformación hacia el antepaís dando origen a estructuras de menor longitud de onda. Las estructuras de piel fina tienen su nivel de despegue principal localizado en la Formación Auquilco, y también en niveles secundarios como en las formaciones Vaca Muerta, Agrio y Huitrín. Los estilos y geometrías de pliegues han permitido definir cuatro órdenes de plegamiento relacionados a diferentes niveles de despegue, lo cual remarca la complejidad de la faja corrida y plegada.

El acortamiento tectónico de las secciones estructurales interpretadas, calculado a partir del balance de las estructuras de basamento y piel fina, es de 17% - 18% (11 km). Estos valores varían a lo largo del rumbo de acuerdo al desarrollo de las estructuras de basamento (Rahueco, Manzano). A partir de un análisis regional de acortamientos, se obtuvo que estos tienden a disminuir desde la faja corrida y plegada de Chos Malal en dirección al sur, registrándose valores menores en la faja corrida y plegada del Agrio.

Con respecto a las rocas ígneas, en esta tesis se han establecidos cuatro regiones bien diferenciadas por el estilo de emplazamiento y por la geoquímica. En general, las rocas presentan una composición que varía desde dacitas a basaltos de ambiente de arco relacionado a zonas de subducción. El emplazamiento de las rocas ígneas a lo largo de la zona de tesis estaría controlado por la estructura de la faja corrida y plegada del Agrio. En la zona del cerro Caicayén se destacan una serie de retrocorrimientos que han sido utilizados como canales de alimentación por el magma. Por otra parte, las rocas basálticas y brechas volcánicas del sinclinal Rahueco se caracterizan por estar plegadas y en discordancia con la secuencia mesozoico infrayacente. Esta unidad de acuerdo a correlaciones geoquímicas

podría corresponder a la unidad miocena de la Formación Charilehue ubicada al sur de la provincia de Mendoza. Hacia el este del cerro Caicayén, los diques Pitren se disponen con un rumbo similar a zonas de fallas de rumbo que afectan a la región y que podrían vincularse con el lineamiento regional de Callaqui- Copahue- Mandolegüe. Por otra parte, en la región del cerro Naunauco, el lacolito principal se presenta en la unión del cierre de un anticlinal y sinclinal. De igual forma, el intrusivo El Escondido se presenta intruyéndose, en forma de dique, en el núcleo de un sinclinal.

De acuerdo al análisis geométrico y cinemático de las estructuras, al emplazamiento de las rocas ígneas y a las secuencias sinorogénicas distribuidas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, se han registrado dos eventos de deformación. Un evento Cretácico - Eoceno, acotado por las intrusiones de la Formación Colipilli en el cerro Caicayén. Posteriormente, durante el Mioceno se habrían depositado la Formación Chos Malal y Conglomerado Tralalhué a causa de la reactivación de estructuras previas en conjunto con el desarrollo de estructuras de basamento hacia el este.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1993. The Lower Cretaceous Ammonite *Paraspticer* from the Neuquén basin, west-central Argentina. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen* 188: 51-69.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449-458.
- Aguirre Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. y Litvak, V.D. 2008. First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 91-99.
- Allen, R.; García, E.; Feehan, J. 1984. Low angle thrusting in the Neuquén basin, south of Chos Malal, northwest Neuquén province, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 137-146. Buenos Aires.
- Allmendinger, R.W. 2012. FaultFoldForward.v.6. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultfoldforward-v-6.html>.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver and Boyd, 206p. Edinburgh.
- Araujo, V.S., Dimieri, L.V., Frisicale, M. C., Turienzo, M. M. y Sánchez, N. P. 2013. Emplazamiento del cuerpo subvolcánico Laguna Amarga y su relación con las estructuras tectónicas andinas, sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (1): 40-52.
- Bally, A.W., Gordy, P.L., y Stewart, G.A. 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 14, p. 337-381.
- Booth, J. y Coward, M. 1996. Basement faulting and inversion of the NW Neuquén Basin, Argentina. 3º International Symposium on Andean Geodynamics, St. Malo (France), Extended Abstracts, pp. 295-298.
- Braccacini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282. Buenos Aires.
- Briqueu, L., Bougault, H. y Joron, J. L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 68: 297-308.
- Cabanis, B. y Lecolle, M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309, 2023-2029 (in French with an English abstract).
- Cervera, M. y Leanza, H.A. 2009. Hallazgo de sedimentitas sinorogénicas neógenas en los alrededores de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11(1): 15-22.
- Chamberlin, R.T., 1910. The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology* 18, 228-251.
- Cobbold, P. y Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Cobbold, P.R., Diraison, M. y Rossello, E.A. 1999. Bitumen Veins and Eocene Transpression, Neuquén Basin, Argentina. *Tectonophysics* 14: 423-442.
- Cobbold, P., Rossello, E. y Marquez, F., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? 7º International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, Extended Abstracts: 148-151, Francia.
- Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leith, L., Loseth, H., Rodrigues, N., Leanza, H.A. y Zanella, A. 2014. Radial patterns of bitumen dykes around quaternary volcanoes, provinces of northern Neuquén and southernmost Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 454-467.

Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S. y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales (N.S.)* 6 (2): 227-232. Buenos Aires.

Cristallini, E.O. y Allmendinger, R.W. 2000. Estructura de la Faja plegada del Agrio. Provincia del Neuquén. Repsol - YPF, Cornell University, Universidad de Buenos Aires - CONICET. Informe inédito.

Cristallini, E.O., Bottesi, G., Pérez, D., Tomezzoli, R., Cómeron, R., Varadé, R., Vitulli, N., Bojarski, G., Pioli, O., Zardo, E., Olea, G., Cortés, L., Ramirez, J., Mallimaci, D., Vernaes, G. y Grinberg, M. 2002. Fracturación regional en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Actas en CD: 16 p., Buenos Aires.

Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 743-757.

Danieli, J.C., Coppolecchia, M. y Elisondo, M. 2011. El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 49-62. Buenos Aires.

Digregorio, J.H. y Uliana, M. 1980. Cuenca Neuquina. En: J.C.Turner (ed.), 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 2: 985-1032.

Dimieri, L. 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías* 8: 163-166.

Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. & Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A. 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4:69-93, 1 mapa. Buenos Aires.

Dyhr, C.T., Holm, P.M., Llambías, E.J. y Scherstén, A. 2013. Subduction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla, Argentina and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from the Mendoza Region, Argentina. *Lithos* 179: 67-83.

Domínguez, E. A., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J. C., Ronconi, N., Case, A. M. y Palacion, M., 1984. "Los Maitenes-El Salvaje". Un sistema Hidrotermal de Tipo pórfido. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas VII: 443-458. Bariloche, Rio Negro.

Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding: *Geology* 19: 617-620.

Fléuty, M. J. 1964. The description of folds: *Proc. Geol. Assoc. Engl.* V, 75. p. 461-492.

Folguera, A. y Ramos, V.A. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicaciones tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (3): 229-244, Buenos Aires.

Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T. y Spagnuolo, M. G. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S), *J. Geodyn.*, 44, 129-148, doi:10.1016/j.jog. 2007.02.003.

Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V. 2008. Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics, Special Issue on Andean Geodynamics* 459, 140-160.

Folguera, A., Alasonati Tasárová, Z., Götze, H., Rojas Vera, E., Giménez, M. y Ramos V., 2012. Retroarc extension in the last 6 Ma in the South-Central Andes (36°S-40°S) evaluated through a 3-D gravity modeling. *Journal of South American Earth Sciences* 40, 23-37.

Franchini, M. 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (4), 399-408.

- Franchini M., Meinert L. y Montenegro T. 2000. Skarns related to porphyry-style mineralization at Caicayen Hill Neuquén, Argentina. Composition and evolution of hidrothermal fluids. *Economic Geology* 35: 1197-1213.
- Franchini, M., López Escobar, L., Schalamuk, I. y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calkalkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 399-421.
- Franchini, M., Impiccini, A., Meinert, L., Grathof, G., y Schalamuk, I. 2007. Phyllosilicate Variability and Exploration Significance in the Campana Mahuida Porphyry Cu Deposit, Neuquén, Argentina. *Economic Geology*, 102: 27-54.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G., y de Bremond d'Ars, J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26: 1-24.
- Gonzalez, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E. y Shyu, JBH. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics* 28(6):TC6003.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas Geología e Hidrología, Boletín 18, serie B (Geología), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1: 178-208. Buenos Aires.
- Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, pp. 1-111. Buenos Aires.
- Gürer, D. 2015. The structure and evolution of magmatic complexes in fold-and-thrust belts: a case study of Cerro Negro, Neuquén Province, Argentina. Master of Science Thesis, Universidad de Oslo, inédito. 115 p. Oslo.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza, H.A., y Sassier, C. 2015. Structure and evolution of volcanic plumbing systems in fold-and-thrust belts: A case study of the Cerro Negro de Tricao Malal, Neuquén Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 128 (1) 315-331.
- Gutiérrez Pleimling, A. 1991. Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual. Prov. Del Neuquén, Boltetín de Informaciones Petroleras (Septiembre): 85-100.
- Guzmán, C.G., Cristallini, E.O., García, V.H. y Bechis, F. 2011. Evolución del campo de esfuerzos horizontal desde el eoceno a la actualidad en la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 542-554.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology 98: 455-489.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Judge, P. A., y Allmendinger, R. W. 2011. Assessing uncertainties in balanced cross sections: *Journal of Structural Geology*, 33, 458-467.
- Kay, S.M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. XV Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas, 3, 282-283.
- Kay, S.M., and Copeland, P.C. 2006. Geochemistry and tectonic setting of early Miocene backarc magmas of the southern Andes between 36°S and 38 °S: A story of s lab retreat, advance and shallowing. In Kay, S. M., and Ramos, V.A. . Tectonic and Magmatic Evolution of the Andean Margin and the Neuquén Bas in (35°-39°S), *Geol. Soc. America Special Paper*.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 55: 4-23.

Lambert, L. R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 83:1-93. Buenos Aires

Leanza, H. A. 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (4): 63-70. Buenos Aires.

Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limitrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28 (2): 97-132. Buenos Aires.

Leanza, H.A. 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, province of Neuquén. *Zitteliana* 5: 3-49. München.

Leanza, H.A. 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west-central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 161: 559-597.

Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 272-299. Buenos Aires.

Leanza, H.A. 1993. Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from west central Argentina. *Bulletins of American Paleontology* 105 (343): 1-95. Ithaca.

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie, 11(2): 145-184. Buenos Aires

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275: 133 p.

Leanza, H.A., Repol, D., Hugo, C.A. y Sruoga, P. 2005. Hoja Geológica 3769-31 Chorríaca, provincia de Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:100000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 354: 1-93. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, Mar del Plata.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío - Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 113-129. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E.J., Svensen, H., Planke S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.

Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. 2015a. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72(3): 299-313.

Legarreta, L. 1996. Early Aptian fluvial lowstand and transgressive sandstones (Troncoso Member, Huitrín Formation). En: Main reservoirs in the Central Argentine Andes. Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera, Memoria 2 : 5-6. Cartagena de Indias.

Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas digitales, Buenos Aires.

Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica, vol. 6, Universidad Nacional de Tucumán, 221-243.

Le Maitre R.W., 1989 A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications.

- Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 257-276. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 224-236. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, pp. 265-274. Buenos Aires.
- Llambías, E., Leanza, H. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en Cordillera del Viento (37° 5' S - 37° 15' S): Nuevas Evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2), 217-235. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I.R. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Marshak S. y Woodward N. 1988. Introduction to cross-section balancing. En Marshak S., y Mitra, G. (eds.), *Basic Methods of Structural Geology*: 303-332, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Mateo Fernández Caso, M.P., Montero, D., Leal, P.R. y Ramos, V. 2011. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 173-184.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. 2006. Structural control on arc volcanism: The Cavihue-Copahue complex, Central to Patagonian transition (38°). *Journal of south American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Méndez, V., Zappettini, E. y Zanettini, J.C. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 23: 1-190. Buenos Aires.
- Minniti, S., Gutiérrez Pleimling, A., Artega, M. y Pestalardo, F. 1986. Análisis estructural y estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37°30', Departamentos de Ñorquinco y Pehuenches, provincia de Neuquén. Informe Gerencia General de Exploración (YPF), Subgerencia de Geología, Comisión Geológica n°1, 64 p. (inédito).
- Mitra, S. 1992. Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. En Mitra, S. Y Fisher, G. *Structural geology of fold and thrust belt*, Baltimore, USA, Johns Hopkins University, p: 53-77.
- Mitra, S. y Namson, J. 1989. Equal area balancing. *American Journal of Science*, 289, 563-599.
- Mitra, S. 1990. Fault-Propagation Folds: Geometry Kinematic Evolution, Hydrocarbon Traps. 1990. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V. 74(6): 921-945.
- Mitra, S. 2002. Fold-accommodation faults: *AAPG Bulletin*, c, 86/4, p. 671-693.
- Montero, D.G. 2007. Geología del sinclinal de Colipilli. Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 81 p., Buenos Aires.
- Moretti, I. y Callot, J.P., 2012. Area, length and thickness conservation: Dogma or reality? *J. Struct. Geol.* 41, 64e75 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.02.014>.
- Morris, G.A., Kamada, M. y Martínez, V. 2008. Emplacement of the Etive Dyke Swarm, Scotland: implications of dyke morphology and AMS data. *Geological Society, London, Special Publications*, 302, 149-158.
- Nocioni, A.D. 1996. Estudio estructural de la Faja Corrida y plegada de la Cuenca Neuquina- Surmendocina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 2: 353-372. Buenos Aires.
- Nulló, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* (6): 233-248.
- Park, R.G. 1983. *Foundations of Structural Geology*. Blackie. 135pp. Glasgow.

- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*: 525-548, Chichester.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Cheshire, Shiva Publishing Co., 230-250.
- Pearce, J.A., y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letter*. 19 (2): 290-300. Amsterdam.
- Ploszkiewicz V. y Viñes, R. 1987. Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época IV* (10): 97-102.
- Poblet, J. 2004. Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. *Trabajos de Geología. Universidad de Oviedo*, 24, 127-146.
- Pomilio, A. y Vila, M. 2005. Review of igneous intrusives in the Ranquil Norte Area, Neuquén Basin-southern Mendoza Province. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Actas en CD, 14 p., Buenos Aires.
- Price, R.A. 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the Southern Canadian Rocky Mountains, In Coward, M.P., and McClay, K. R, eds, *Geological Society of London Special Publication*, No. 9, p. 427-448.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Yrigoyen, M.R. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio p. 99-118. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. *Boletín del Servicio Geológico Nacional* 182 (escala 1:200.000), 103 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja corrida y plegada del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43 (2): 210-223.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (Eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°- 39°S Latitude). En: Kay, S.M. & Ramos, V.A. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 4: 458-488.
- Repol, D., Leanza, H.A., Sruoga, P. y Hugo, C.A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. El Calafate.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *J. Geodynamics* (73), 34-52.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fenell, L., Orts, D. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating, *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data; Evaluation, Presentation, Interpretation*. 352 p. London.
- Roth, S. 1898. Catálogo de los mamíferos fósiles conservados en el Museo de La Plata. Grupo Ungulata, Orden Toxodontia. *Museo La Plata, Revista* 8: 37-160.

- Rovere, E.I. 1998. Volcanismo Jurásico, Paleógeno y Neógeno en el Noroeste del Neuquén, Argentina. X° Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, I: 144-149.
- Rovere, E., Alvarez, M. y Zanettini, J.C. 2004. Stratigraphy and Geology of Volcanic areas, Mapping Examples in the Southern Andes, Argentina. 32nd International Geological Congress, Florencia, Italia. Session G22.01: Stratigraphy and geology of volcanic areas. Expanded Abstracts, CD ROM code: A32IGCJT95.
- Rovere, E. 2008. Evolución magmatotectónica cenozoica del noroeste de Neuquén (37° 00' - 38° 00' S., Argentina). Tesis doctoral. UBA.FCEyN, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Rubin, A. M. 1995. Propagation of magma-filled crack. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23: 287- 336.
- Sánchez, N.P., Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Araujo, V.S. y Lebinson, F. 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 233-246. Buenos Aires.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L. 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 399-417.
- Sánchez, N., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2018. Tectonic evolution of the Chos Malal fold-and-thrust belt (Neuquén Basin, Argentina) from (U-Th)/He and fission-track thermochronometry. *Tectonics*, 37, 1-23. <https://doi.org/10.1029/2018TC004981>.
- Spacapan, J.B., Galland, O., Leanza, H.A. y Planke, S. 2016. Control of strike-slip fault on dyke emplacement and morphology. *Journal of the Geological Society* 173: 573-576.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Franzese, J.R. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(3): 442-453.
- Schwarz, E. 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 6(1-2): 37-59.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*. 72:99-109.
- Simeoni, M. 2000. Zonación bioestratigráfica preliminar del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cuenca Neuquina, centro oeste de Argentina, basada en foraminíferos bentónicos. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 1, sección temática 3: 559-562. Puerto Varas.
- Spacapan, J.B., Galland, O., Leanza, H.A. y Planke, S. 2016. Control of strike-slip fault on dyke emplacement and morphology. *Journal of the Geological Society*, 173, 573-576, <https://doi.org/10.1144/jgs2015-166>. Londres.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos V.A. 2012a. Neogene magmatic expansion and mountain building processes at the southern Central Andes, 36°-37°S. Argentina. *Journal of Geodynamics* 53: 81-94.
- Stipanovic, P.N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6(4): 213-239. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agazziz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (4): 403-478. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rogrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, G. 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 367-388. Buenos Aires.
- Sun, S.S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London 42: 313-345. Londres.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* Vol. 283, p. 684-721.

- Suppe, J. 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J, 537 p.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83: 409-454.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, 312. Oxford.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V. 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences* 53, 1-19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., y Dimieri, L. 2018. The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). In: Folguera et al. (Eds), *The making of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer ESS, (in press).
- Twiss, R. y Moores, E. 2007. Structural Geology. W.H. Freeman and Company, 736 p. Nueva York.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Weisink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A. 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). II° Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 1: 151-176. Buenos Aires.
- Uliana, M.; Biddle, K.; Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. In *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin* (Tankard, A.J.; Balkwill, H.R.; editors). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 46: 599-613. Tulsa.
- Van Der Pluijm, B.A. y Marshak, S. 2004. Earth Structure: An Introduction to. Structural Geology and Tectonics, 2nd Ed., W. W. Norton and Company, 656 p.
- Veiga, R., Pangaro, F. y Fernández, M., 2002. Modelo bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, CD Trabajo N° 10: 20 p.
- Viñes, R.F. 1985. Estilos estructurales en la faja occidental neuquina. Informe inédito, YPF S.A.
- Volkheimer, W. y Salas, A. 1975. Die älteste AngiospermenPalynoflora Argentinien von der Typus-Lokalität der unterkretazischen Huitrín-Folge des Neuquén-Beckens. Ihre mikrofloristische Assoziation und biostratigraphische Bedeutung. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 7: 424-436.
- Von Hagke, C. y Malz, A. 2018. Triangle zones – Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. *Earth-Science Reviews* 177, 24-42.
- Weaver, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. Memoir 1: 1-469. Seattle.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Woodward, N.B, Boyer, S.E., y Suppe, J. 1989. Balanced geological crosssections: an essential technique in geological research and exploration. *American Geophysical Union Short Course in Geology* 6.

Yrigoyen, M. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.

Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral. 304 pp. Universidad de Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Delpino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.

Zamora Valcarce, G. Rapalini, A.E. y Spagnuolo, C.M. 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 299-307. Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 192-203. Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2011. La faja corrida y plegada del Agrio. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 367-374. Buenos Aires.

Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja corrida y plegada andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras 60: 113-121.

Zapata, T. R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, Geological Society, Special Publications 252: 37-56. London.

Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja corrida y plegada del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, Mar del Plata.

Zavala, C.A. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina: Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, v. 65, p. 52-64.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. y Zorzano, A., 2011. Las capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Fm. Agrio, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina. IAPG. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 215-224.

Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 p. Buenos Aires.

ANEXO

ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:50000

Mapa Geológico

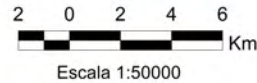
Extremo septentrional
de la faja corrida y plegada del Agrio



Cuadro estratigráfico

- Relleno moderno
- Diques de bitumen
- Basalto Chapúa
- Formaciones Rincon y Pampa Encima
- Conglomerado Tralalhué
- Clástico Terciario
- Formación Chos Malal
- Formación Sierra Negra
- Diques volcánicos
- Formación Cayanta
- Formación Colipilli
- Grupo Malargüe
- Grupo Neuquen
- Formación Rayoso
- Formación Huitrín
- Miembro Agua de la Mula
- Miembro Avilé
- Miembro Pilmatué
- Formación Mulichinco
- Formación Vaca Muerta
- Formación Tordillo
- Formación Auquico
- Formación La Manga
- Formación Lotena
- Formación Tabanos
- Formación Los Molles

Autor: Lebinson Fernando Oscar
Tesis Doctoral
Año 2018
Departamento de Geología - INGEOSUR
Universidad Nacional del Sur



Referencias cartográficas

- Pueblos-Ciudades
- ▲ Cerros
- Rutas Provinciales
- Rutas Nacionales
- Caminos secundarios
- Rutas
- Ríos
- Ríos intermitentes

Referencias geológicas

- Secciones estructurales
- Estrato volcado
- Rumbo y buzamiento
- Falla normal
- Anticlinal
- Anticlinal menor
- Anticlinal volcado
- Corrimiento
- Sinclinal
- Sinclinal menor

Ubicación regional

